Beiträge zur Petrographie des mittlern Aarmassivs

Tektonisch-petrographische Studien im Zentralgranit des obern Haslitales

---

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR ERLANGUNG

DER DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

DER

UNIVERSITÄT BERN

VON

WALTHER MINDER

aus **Huttwil**

ZÜRICH :: 1932.

Diss.-Druckerei A.-G. Gebr. Leemann & Co.

Stockerstr. 64.

Beiträge zur Petrographie des mittlern Aarmassivs

Tektonisch-petrographische Studien im Zentralgranit des obern Haslitales

---

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR ERLANGUNG

DER DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

DER

UNIVERSITÄT BERN

VON

WALTHER MINDER

aus **Huttwil**

ZÜRICH :: 1932.
Diss.-Druckerei A.-G. Gebr. Leemann & Co.
Stockerstr. 64.

Von der philosophischen Fakultät II auf Antrag von Herrn Prof. Hugi angenommen.

Bern, den 14. Juli 1931.

Kohlschütter, Dekan.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Sonderdruck aus „Schweiz. Min. Petr. Mitt.“, Band XII, 1932

Beiträge zur Petrographie des mittlern Aarmassivs

Von *W. Minder* in Bern

Tektonisch-petrographische Studien im Zentralgranit des obern Haslitales

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
Vorwort	354
Problemstellung und Einleitung	355
Das Aarmassiv	356
I. Geologische Übersicht	356
II. Gliederung	356
III. Tektonische Übersicht	357
I. Teil. Der Zentralgranit	357
A. Vorkommen und Kontaktverhältnisse	357
B. Petrographische Beschreibung	360
1. Die nördliche Randfacies	360
2. Der normale Zentralgranit	361
3. Die südliche Randfacies	363
4. Die Spaltungsprodukte	365
a) Die Aplitgranitporphyre	365
b) Die Lamprophyre	368
c) Metamorphes Gestein von gabbroidem Chemismus an der Grimselpasshöhe	368
d) Die sauren Differentiate	370
e) Die Resorptionen des Zentralgranites	371
II. Teil. Tektonik	374
A. Allgemeines	374
B. Arbeitsmethode	375
C. Spezieller Teil	376
I. Magmatektonik	376
1. Der Kontakt	376
2. Schlierung und Paralleltextur	377
3. Die Klüftung	377
Kluftstatistik	379
4. Die Gangbildungen	382
a) Die Resorptionen	383
b) Die feinkörnigen Aplitgranitporphyre	384
c) Die Lamprophyre	384
d) Die Aplite und magmatischen Quarzite	384

Seite
5. Altersfolge der Gangbildungen 385
6. Magmatektonische Stellung der Augengneise 386
II. Dislokationstektonik 388
III. Teil. Eigenschaften der Hauptgesteinsgemengteile und ihre Beziehungen zur Tektonik 391
1. Die Kalifeldspäte 392
2. Die Plagioklase 393
3. Die Glimmer 395
4. Der Calcit 396
5. Der Siderit 396
6. Der Quarz 396
IV. Teil. Beziehungen zwischen den einzelnen tektonischen Phasen . . 402
Einige Bemerkungen über Kluftmineralien 408
1. Der Chlorit 409
2. Der Pyrit 409
3. Der Siderit 410
4. Der Galenit 410
5. Der Molybdänit 410
Einige Radioaktivitätsmessungen an tektonischen Klüften . . 410
V. Teil. Morphologie und ihre Beziehungen zur Tektonik 413
Die Fallwinkel 413
Die Lagerung des Granites 413
Die Talklüftung 414
Das Talgehänge 414
Erosion, Verlauf der Flüsse, Talbildung 416
Zusammenfassung und Schlußfolgerungen 417
Literaturverzeichnis 420

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Prof. Dr. E. Hugi und unter dessen Leitung im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern ausgeführt. Ich bin meinem verehrten Lehrer für das grosse Interesse und die allseitige Förderung, die er meiner Arbeit zu Teil werden liess, zu hohem Dank verpflichtet. Die Herren Privat-Dozenten Dr. H. Hirschi und Dr. H. Huttenlocher unterstützten mich bei den petrographischen Arbeiten und den Untersuchungen auf Radioaktivität. Die Gesteinsanalysen wurden unter der Leitung von Dr. H. Schumann und Ing. F. Stachel durchgeführt. Ihnen allen gebührt mein Dank.

Ich möchte es aber nicht unterlassen, auch der Bauleitung der Kraftwerke Oberhasli A.-G. meinen Dank auszusprechen, die meine Untersuchungen in weitgehendstem Masse gefördert hat.

Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit umfasst den Zentralgranit des obern Haslitales zwischen Guttannen und Grimselpasshöhe, unter Ausschluss des sog. südlichen Grimselgranites. Dieser bildet für sich wieder eine tektonische Einheit. Als topographische Unterlagen wurden verwendet die beiden Blätter 397 (Guttannen) und 490 (Obergestlen) des Siegfriedatlasses und der Übersichtsplan Nr. 1508 1: 2000 der K. W. O.

Auf die Aufnahme einer geologischen Detailkarte des Untersuchungsgebietes wurde vorläufig verzichtet.

Das Belegmaterial findet sich im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern.

PROBLEMSTELLUNG UND EINLEITUNG

Der Bau der Kraftwerke Oberhasli, vorerst der ersten Stufe Grimsel-Gelmer-Handeck, brachte es mit sich, dass die hier unternommenen Arbeiten einen etwas speziellen Charakter annahmen. Wenn je zu tektonisch-petrographischen Studien im Aarmassiv eine besondere Gelegenheit vorhanden war, so war das der Fall im oberen Haslital in der Zeit von 1927 bis 1929. Durch die Bauarbeiten wurden in diesen Jahren Aufschlüsse geschaffen, an denen alle tektonischen Elemente des zentralen Aargranites messbar zu verfolgen waren. Damit auch untergeordnete tektonische Richtungen den Messungen nicht entgehen, sind derartige Beobachtungsmöglichkeiten notwendig.

Die tektonische Stellung der kristallinen Massive im alpinen Orogen bringt eine ganze Reihe von Fragen mit sich, von welchen in dieser Arbeit die folgenden für den Zentralgranit des Aarmassivs untersucht werden sollen:

1. Die tektonischen Elemente des Zentralgranites sollen vorerst nach ihrer Lage statistisch festgelegt werden.

2. An Hand von petrographischem Beweismaterial sind diese zeitlich auseinander zu halten, und damit die Wirkungen des alpinen Orogens von andern tektonischen Wirkungen abzutrennen.

3. Im Gegensatz dazu sollen die voralpinen orogenetischen Vorgänge und die Intrusionsphänomene, soweit dies möglich ist, nach ihrer räumlichen Verteilung und ihrer zeitlichen Folge festgelegt werden.

4. Die Umwandlungen des Zentralgranites sollen, wenn möglich, den entsprechenden tektonischen Zyklen zugeordnet werden.

5. Die Differentiationsfolge des zentralgranitischen Magmas ist festzulegen und das Alter der Differentiate, im besondern der Quarzitgänge, zu bestimmen.

6. Einige typische Mineralisationen von Klüften sind nach ihrer Lage, und damit zusammenhängend nach ihrer Ursache, zu untersuchen.

7. Daran anschliessend soll der Versuch gemacht werden, an Hand von Radioaktivitätsmessungen tektonischer Klüfte, tektonisch-analytische und minerogenetische Schlüsse zu ziehen.

8. Morphologische Besonderheiten des untersuchten Gebietes sind mit den tektonischen Tatsachen, soweit sie damit zusammenhängen, in Beziehung zu bringen.

DAS AARMASSIV

I. Geologische Übersicht: Das Aarmassiv bildet einen ca. 115 km langen und bis zu 23 km breiten Gesteinskomplex im Alpenkörper. Es stellt den First der helvetischen Alpen dar mit den mächtigen Gipfeln Bietschhorn, Aletschhorn, Finsteraarhorn, Galenstock, Tödi. Seine höchste Erhebung erreicht es im Finsteraarhorn mit 4275 m. Im Querprofil des Haslitales reicht es von Innertkirchen bis nach Oberwald und hat hier eine Breite von ca. 18 km. Seine Längsachse folgt heute der allgemeinen alpinen Streichrichtung und zieht sich vom Ausgang des Lötschentales bis zum Tödi.

Im SW und NE taucht es axial unter die helvetischen Decken ein, im N liegen deren mächtige Reste vorgelagert, und im S schliesst sich daran das Gotthardmassiv, getrennt durch die schmale Urseren-Tavetschermulde.

II. Gliederung: Die von E. Hugi (Lit. 35 und 38) vorgenommene Gliederung auf genetischer Grundlage unterscheidet:

1. Die granitischen Intrusivkerne.
2. Die Schieferhüllen derselben mit den mechanisch eingeklemmten Sedimentschuppen.

So zerfällt das Aarmassiv in die folgenden Teilmassive von N nach S:

1. Das Gastern-Innertkirchener Teilmassiv.
2. Das Erstfelder Teilmassiv.
3. Das Hauptmassiv des zentralen Aargranites mit seinen Teilintrusionen des Wiwannigranites und des Ruseindiorites.

Diese Teilmassive lassen sich parallelisieren mit den kristallinen Massiven der Westalpen, und sie bilden mit ihnen einen grossen Intrusionszyklus.

Die Intrusion der Teilmassive hängt zeitlich und genetisch zusammen mit den Bewegungsphasen des hercynischen Orogens und erfolgte von N nach S. E. Hugi (Lit. 35) und J. Königsberger geben folgendes Intrusionsschema:

1. Intrusion des Erstfelder-(Arpille-)Granites (Unterkarbon).
2. Erste hercynische Faltung.
3. Intrusion des Innertkirchener - Gastern - Aiguilles - Rouges-Granites (zwischen Unter- und Oberkarbon).
4. Zweite hercynische Faltung.

5. Intrusion des Aare-Mont-Blanc-Pelvoux-Mercantour-Granites.
6. Hauptfaltung der Alpen.
7. Intrusion der postalpinen Granite und Tonalite.
8. Postmagmatische Tätigkeit dieser jungen Intrusionen.

III. Tektonische Übersicht: Von den tektonischen Veränderungen der kristallinen Massive treten heute nur noch die Wirkungen der Alpenfaltung augenfällig zu Tage. Die Massive bildeten dabei widerstandsfähige Klötze, an denen sich die orogenetischen Bewegungen gestaut haben (E. Hugi, Lit. 35 und 38).

Aus den Sedimenten des unmittelbaren Rücklandes des Aarmassivs entstanden die helvetischen Decken. Diese haben auf ihrem Weg nach NW das Aarmassiv nach N umgeklappt und in zahlreiche Pakete verschiefert. Möglicherweise wurde es sogar vollständig von seinem ursprünglichen Standorte abgeschert und nach N verschoben. Sicher erreicht diese Verschiebung beim Aarmassiv bei weitem nicht den Betrag, wie das beim Gotthardmassiv der Fall sein dürfte.

Die Ausbildung der helvetischen Decken ist in hohem Masse abhängig von der Gestalt des Aarmassives. Ihre Axialrichtungen folgen dem Axialgefälle des Massives; die Decken zeigen eine mannigfaltige Entwicklung westlich und östlich, während in der Axenkulmination im wesentlichen nur eine Decke (Wildhorn) vorhanden ist. Dasselbe gilt für die ultrahelvetischen Decken.

I. Teil: Der Zentralgranit

A. VORKOMMEN UND KONTAKTVERHÄLTNISSE

Der grösste Teil des Haslitalprofiles südlich Guttannen wird eingenommen durch den zentralen Aaregranit (Protogin). Er reicht von der Mittagfluh bis zur Grimselpasshöhe und hat eine Mächtigkeit von ungefähr 10 km. Im N grenzt er an seine Schieferhülle, und im S schliesst sich daran der „südliche Grimselgranit" (Bietschhorngranit?) (W. Fehr, Lit. 27), oder die „Zone der südlichen Gneise" (A. Baltzer, Lit. 3).

Die Kontaktverhältnisse sind sowohl im S als auch im N äusserst verwickelt und komplex.

Der Nordkontakt wird kompliziert durch das Übergreifen der Schiefer über den Granit, wodurch die nördlichste Partie des Zentralgranites, der sog. Mittagfluhgranit nach M. Huber (Lit. 34), von der Hauptmasse abgetrennt wird. Der Kontakt des Zentralgranites s. s. zieht sich vom Hühnertälihorn über P. 2626 an die Südostflanke des Aerlengletschers, umfasst in einem Bogen über P. 2106 den Steil-

absturz des Rindertales und wendet sich dann in einem Bogen um das Stampfhorn herum nach N nach der Wissbachlaui. Auf der Ostseite der Aare folgt er zuerst dem Grat der Brunnenegg, steigt nach N in das anschliessende Tobel hinunter und zieht sich über die Garwidischafalp nach den Strahlhörnern.

Der Südkontakt des Mittagfluhgranites verläuft vom Graugrat über P. 2479 am Ostende des Aerlengrätli nach der Wissbachlaui, überquert südöstlich P. 1911 die Wibenlug, steigt auf der Ostseite der Aare unter dem Scholauiberg empor und führt östlich des Mittagfluhgipfels hinunter ins Rotlauital.

Der Nordkontakt des Mittagfluhgranites streicht vom Graugrat westlich P. 3123 über das Westende des Aerlengrätli nach der Gstelliegg und auf der Ostseite der Aare an der Südflanke des Rotlauitals empor, wo er sich mit dem Südkontakt vereinigt.

Die wenig auffällige Metamorphose des Nebengesteins und das scheinbare Fehlen von Resorptionsschollen im Granit veranlassten Baltzer zuerst zur Annahme eines tektonischen Kontaktes. Später aber erkannte er die intrusive Natur des Aaregranites. Zahlreiche Mylonite und bis zum Quarzmylonit ausgewalzte Quarzitgänge bestätigen jedoch eher die erstere Auffassung in weitgehendem Masse. Es fehlt aber nicht an Produkten der kontaktmetamorphen Tätigkeit des zentralgranitischen Magmas. Solche sind besonders am Stampfhorn, am Aerlengletscher, am Grubengletscher und am Graugrat zu beobachten. So besteht die Südwestflanke des Stampfhorns aus einem Mischgneis, der seine Fortsetzung wohl in einem ähnlichen Gesteinszug auf der Westseite des Rinderbaches an der Ostflanke des Aerlengletschers findet. Eine einzelne Resorptionsscholle von ca. 6 m Länge und ca. 2 m Dicke konnte bei P. 1624 oberhalb der Schwarzbrunnenbrücke festgestellt werden.

Magmatische und tektonische Veränderungen der Kontakte überdecken sich, und es hält oft schwer, die einzelnen Phänomene voneinander zu trennen. Ein besonders schönes Profil zeigt der Aufstieg vom Rindertal nach dem Stampfhorn:

Zentralgranit normal.
Zentralgranit geschiefert, 30 m.
Stark geschieferter Orthogneis, 10 m.
Übergang zur sauren Randdifferentiation, 50 m.
Schiefer.

Die letztern haben am Rand den Charakter von injizierten Gneisen mit grossen Kalifeldspatporphyroblasten. Lokal gehen sie in Biotit-Mikroklinpegmatite über. Es folgen nach N:

Biotit-Serizitschiefer, ca. 200 m.
Mischgneis des Stampfhorns, ca. 40 m.
Biotit-Serizitschiefer, ca. 250 m.
Mittagfluhgranit.

Der Kontakt zwischen Mittagfluhgranit und Biotit-Serizitschiefern ist äusserst scharf und mylonitisiert, ebenso sind die beiden Übergänge der Schiefer nach dem Mischgneis des Stampfhorns mylonitisiert.

Der Südkontakt des Zentralgranites streicht von der Oberaaralp über die Bärenegg nach dem Trübtensee und von da nördlich P. 2624 nach der Grimselpasshöhe und entlang der Maienwand nach der Zunge des Rhonegletschers. Eine Serizitschieferzone von 50 bis 100 m Mächtigkeit trennt auf der ganzen Länge den Zentralgranit vom „südlichen Grimselgranit". Diese offenbar paläozoischen Sedimenten entstammende Zone zeigt relativ geringe Spuren kontaktmetamorpher Einwirkungen. Dagegen folgen ihr auf beiden Seiten zahlreiche Resorptionsschollen als Zeugen der Kontaktmetamorphose des granitischen Magmas. Die Verhältnisse des Südkontaktes sind gut charakterisiert durch das Profil von den Siedelhörnern nach dem Aareboden:

Südlicher Grimselgranit.
Aplit, 2 m.
Resorptionsschollen.
Aplit, ca. 10 m.
Serizitschiefer, ca. 100 m.
Aplit, 20—100 m.
Metamorphes Ganggestein von gabbroidem Chemismus, 2 m.
Resorptionsreiche Facies des Zentralgranites.

Der nördlich an die Serizitschieferzone anschliessende Aplit, der sog. „Quarzmylonit der Grimselpasshöhe" (Fehr), geht sukzessive in die normale Augengneisfacies über und stellt die tektonisch äusserst stark zerdrückte saure Randdifferentiation des Zentralgranites dar. Stellenweise wird er gegen den Granit hin begleitet durch schmale Serizitschieferbändchen von einigen cm und einem 2 m mächtigen metamorphen gabbroiden Ganggestein.

Die Deutung der verwickelten Kontaktverhältnisse im S und N des Zentralgranites wird etwas vereinfacht durch die Annahme, dass die auffälligen tektonischen Veränderungen der Gesteine in erster

Linie der alpinen Phase der Gebirgsbildung zuzuschreiben sind. So gelangt man zu einer Unterscheidung der vorliegenden Erscheinungen in alte (spätkarbonische) magmatische Wirkungen und in junge, ausschliesslich tektonische Beeinflussungen der Gesteine.

B. PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG

Der Zentralgranit war schon oft Gegenstand eingehender petrographischer Untersuchungen, so dass sich eine umfassende Darstellung der Tatsachen wohl erübrigt. Besondere Aufmerksamkeit ist ihm geschenkt worden in den Arbeiten von A. Baltzer (Lit. 3), M. Huber (Lit. 34) und P. Pflugshaupt (Lit. 47). Auch die Arbeit von H. Hirschi (Lit. 33) bietet eine ausgezeichnete petrographische Übersicht. Vorzüglich ist sein Chemismus behandelt in der Arbeit von P. Niggli (Lit. 44) und in der umfassenden Darstellung des Chemismus schweizerischer Gesteine von P. Niggli, F. de Quervain und R. U. Winterhalter (Lit. 45).

Der Zentralgranit bildet im ganzen Aarmassiv eine grosse petrographische Einheit mit relativ geringen Abweichungen. Für das Gebiet des Haslitals scheint es aber doch berechtigt, aus Gründen der Lagerung resp. der Struktur, seine beiden Randzonen als mehr oder weniger selbständige Facies abzutrennen.

1. Die nördliche Randfacies oder der Mittagfluhgranit

A. Baltzer (Lit. 4) und M. Huber (Lit. 34) betrachten den Mittagfluhgranit als eine selbständige spätere Intrusion des zentralgranitischen Magmas. Er bildet nach diesen Autoren ein eigenes kleines Massiv. Diese Auffassung scheint zu Recht zu bestehen; denn der Zentralgranit hat gegen die nördliche Schieferhülle eine eigene saure Randdifferentiation, so dass der Mittagfluhgranit wohl kaum nur als solche angesprochen werden kann. Dieser hat selber wieder gegen den Rand hin einen aplitischen bis quarzporphyrischen Charakter, wodurch seine Selbständigkeit noch erhöht wird.

Der Mittagfluhgranit ist ein hellgraues Gestein von holokristallin-körniger Struktur. Quarz befindet sich der Menge nach mit den Feldspäten beinahe im Gleichgewicht. Dunkle Gemengteile treten zurück. Kalifeldspäte und Plagioklase halten einander der Menge nach beinahe die Waage. Die Plagioklase sind basische Albite bis saure Oligoklase. Die Kalifeldspäte sind oft gegittert und meist mehr oder weniger perthitisch. Auffallend ist die Ausbildung der Quarze; diese sind oft recht gut erhalten gegenüber den Quarzkörnern des normalen Zentralgranites.

Der Chemismus zeigt ein engadinitisches bis aplitgranitisches Magma:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
I.	433	48	8	3	44	0,44	—	0,37
II.	422	47	8	3	42	0,44	0,04	0,35

I. Mittagfluhgranit, M. Huber (Lit. 34). Anal.: J. Jakob.
II. Granit von der Mittagfluh, H. Hirschi (Lit. 33). Anal.: J. Jakob.

Der Chemismus scheint die Anschauung über die selbständige Intrusion des Mittagfluhgranites zu bestätigen. Auffallend sind in beiden Analysen die tiefen Werte von c. Auch fm liegt unter dem Normalwert. Dagegen ist die al-Zahl recht hoch.

Die Frage nach den Kontaktwirkungen des Mittagfluhgranites konnte im Kabelstollen der K. W. O. eingehend studiert werden. Die Kontaktgrenze zwischen Granit und nördlicher Schieferhülle ist äusserst scharf, doch reichen pneumatolytische Wirkungen weit in die Schieferhülle hinaus. Die Ausbildung des heutigen Kontaktes ist für die unmittelbaren metamorphen Wirkungen des Magmas nicht mehr massgebend. Dagegen lassen sich endogene Kontaktwirkungen der Schieferhülle auf den Granit feststellen. Zu diesem Zweck wurde eine Gesteinsprobe des Mittagfluhgranites 1 m südlich des Kontaktes analysiert:

SiO_2	74,36	MgO	0,21
TiO_2	0,04	K_2O	4,97
Al_2O_3	11,66	Na_2O	4,07
Fe_2O_3	1,43	H_2O+	0,14
FeO	1,17	H_2O-	0,11
MnO	0,02	P_2O_5	0,03
CaO	1,74		99,95

Dichte: 2,63

Anal.: W. Minder.

Die Analyse lieferte folgende Typenwerte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
III.	408	37,5	13	10,5	39	0,45	0,13	0,78

Die Veränderung des Mittagfluhgranites beruht im wesentlichen auf einer Abgabe von Alkalien und besonders Tonerde und einer Aufnahme von Kalk und etwas Eisen. Das Gestein nähert sich dadurch in seinem Chemismus, abgesehen von seinem c-Gehalt, dem alkaligranitischen Magmatypus.

2. Der normale Zentralgranit

Dieser reicht im Profil des Haslitales von der Wissbachlaui bis hinauf zum Räterichsboden, bildet auf der Ostseite die Gelmer- und

Gerstenhörner, auf der Westseite den Aelplistockgrat und das Bächlital.

Der normale Zentralgranit ist ein hypidiomorph-körniges saures Gestein mit weissem Alkalifeldspat, grünlichem Plagioklas, grauem bis bläulichem Quarz und wenig Biotit. Seine Hauptfarbe ist hellgrau, auf Kluftflächen oft grünlich, durch die mehr oder weniger fortgeschrittene Chloritisierung der Glimmer.

Die Kalifeldspäte sind meistens perthitisch, in seltenen Fällen auch völlig frei von Albitsubstanz, Mikrokline sind häufig, aber die Gitterung ist sehr oft nur eine Phantomgitterung. Die Plagioklase enthalten 7—12% Anorthitsubstanz und sind oftmals stark zersetzt. Die Produkte der Zersetzung Epidot und Serizit erscheinen bei nach (100) geschnittenen Individuen häufig nach (010) und (001) angeordnet, so dass sie ein feines Gitter bilden. Die Zersetzungsprodukte bevorzugen den Kern der Plagioklase und fehlen am Rand oftmals vollständig. Zwillingsbildungen nach (010) sind häufig, solche nach (001) selten. Ganz untergeordnet treten auch hie und da Schachbrettzwillinge auf. Quarz findet sich in zwei gut unterscheidbaren Variationen als Sandquarz von kleinem Korn, alle Einbuchtungen und Hohlräume ausfüllend, und als lappiger, manchmal gut verwachsener Mörtel- bis Pflasterquarz. Biotit (n_α hellgelb bis grünlich strohgelb, n_γ hellbraun bis dunkel grünschwarz) tritt als Gemengteil zurück. Ebenfalls Chlorit. Als Akzessorien sind recht häufig Epidot, Zoisit, selten Apatit und nur hie und da Zirkon und Titanit vorhanden. Von den Erzen finden sich gelegentlich Titaneisen und recht häufig Pyrit.

Der Chemismus des normalen Zentralgranites wird durch die folgenden Analysen charakterisiert:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
IV.	510	46,5	10,5	4	39	0,47	0,04	0,38
V.	413	44,5	10,5	6	39	0,49	0,25	0,56
VI.	403	42	13	7,5	37,5	0,43	0,13	0,59
VII.	385	43	10	10	37	0,48	—	0,91

IV. Granit von der Gelmergasse, H. Hirschi (Lit. 33). Anal.: J. Jakob.
V. Granit von der Handeck, H. Hirschi (Lit. 33). Anal.: J. Jakob.
VI. Granit von der Sockstege, H. Hirschi (Lit. 33). Anal.: S. Staub.
VII. Granit von der Handeck, M. Huber (Lit. 34). Anal.: J. Jakob.

Die Analysen V—VII zeigen den engadinitischen Charakter des zentralgranitischen Magmas. Der Granit der Gelmergasse ist ein typischer Aplitgranit. Dieser ist aber nicht auf die Gelmergasse allein beschränkt, sondern setzt sich nach Osten fort bis ins Schaubhorn. Westlich der Aare steht bei der Lokalität „Hehle Platten" ein stark

saures, aplitgranitisches Gestein an, welches wohl mit dem Aplitgranit der Gelmergasse in Verbindung gebracht werden darf.

3. Die südliche Randfacies oder der Grimselgranit s. s.

Südlich Räterichsboden treten im Zentralgranit strukturelle Änderungen auf. Das richtungslos-hypidiomorph-körnige Gefüge geht lokal über in ein porphyrisch-schieferiges mit grossen Feldspateinsprenglingen. Man bezeichnet dieses Gestein nach der spindelförmigen, lentikularen Gestalt der Einsprenglinge als Augengneis.

Die Augengneiszone hat vom Räterichsboden bis zur Grimselpasshöhe eine Breite von etwas über 2 km. Sie bildet den weitaus mannigfaltigsten Teil des Profiles durch den Zentralgranit. Die Augengneiszone stellt keineswegs einen einheitlichen Gesteinskörper dar, sondern der Augengneis bildet mit dem normalen Granit einen vielfach sich wiederholenden Wechsel der beiden Gesteine, wobei im N der Zone der normale Granit das vorherrschende Gestein bildet, während in der Zone von der Spitallamm bis zur Grimselpasshöhe normaler Granit im Augengneis nur mehr sporadisch auftritt. Ein besonders schönes derartiges Vorkommen ist durch die Sprengungen an der neuen Grimselstrasse blossgelegt worden. Der im Augengneis eingelagerte Granit hat eine schwach angedeutete porphyrische Struktur, ist aber sonst gleich beschaffen wie der normale Granit und „richtungslos". Es ist ein mehrmaliger Wechsel der beiden Gesteine Granit und Augengneis zu beobachten. Übergänge vom einen zum andern fehlen. Der Kontakt ist meistens scharf. Dagegen ist eine steigende Zunahme der Paralleltextur in den Augengneisen von N nach S zu konstatieren.

Die Glimmermineralien der Augengneise ordnen sich in flaserigem Verlaufe nach den Schieferungsflächen mehr oder weniger parallel an und verleihen durch ihr reichliches Auftreten dem Gestein seine dunkle Farbe. Die Schieferungsflächen erscheinen durch das Hervortreten der Einsprenglinge uneben und knollig.

Der Bruch quer zur Schieferungsfläche zeigt ein kataklastisches Gewebe, bestehend aus Quarz und Glimmern. Darin sind eingebettet grosse (bis zu 5 cm messende) Individuen von Alkalifeldspat. Eine Orientierung der Einsprenglinge ist statistisch unbedingt vorhanden, aber in kleinen Stücken nicht nachzuweisen.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt: Die Grundmasse besteht aus einem innigen Gemenge von Feldspäten, Quarz und Glimmermineralien. Die Verbandsverhältnisse der Mineralien sind derart, dass

auf teilweise Kataklase geschlossen werden muss. Die Zersetzung der Plagioklase ist so weit fortgeschritten, dass eine genauere Bestimmung des Anorthitgehaltes nicht mehr durchzuführen ist. Die maximalen Auslöschungsschiefen auf (010) schwanken um 0° herum. Der Erhaltungsgrad der Glimmer ist dagegen weit besser als im normalen Granit. Es kommen sowohl dunkler Biotit als auch heller Muskowit vor. Der letztere tritt aber zurück und bildet mehr oder weniger lokale Ausscheidungen. Der Biotit zeigt eine Menge Einschlüsse von Quarz, Epidot und Apatit, hie und da auch Zirkon. Doch scheinen dieselben die grossen Biotitindividuen zu bevorzugen. Quarz existiert in seinen zwei Variationen als feiner Sandquarz und in grossen, z. T. lappig umgrenzten Individuen, die sich in Pflasterstruktur anordnen. Auffallend ist die starke Anreicherung der Akzessorien, sowohl selbständig auftretend wie an Biotit gebunden. Es sind dieselben wie im normalen Granit: Epidot, Zoisit, Titanit, gelegentlich Apatit, Orthit und Zirkon.

Das Auftreten des Kalifeldspates ist ein zweifaches. Einerseits bestehen die „Augen" aus wechselnd gegittertem Kalifeldspat mit vereinzelten Einschlüssen von Plagioklas, Quarz und Serizit, und andrerseits bildet der Kalifeldspat einen wesentlichen Gemengteil der Grundmasse. Diese letztern Kalifeldspäte sind oft so gut erhalten, dass man den Eindruck bekommt, sie müssten einer gänzlich andern Kristallisationsphase angehören. Die Verwachsung mit den stark zersetzten Plagioklasen ist so, dass die Substanz des Kalifeldspates sich zwischen die Zwillingslamellen des Plagioklases hineindrängt. Die Kalifeldspäte der Grundmasse scheinen das Bestreben zu haben, sich durch Sammelkristallisation zu vergrössern. Dieser Vorgang spielt sich vorzugsweise auf Kosten der Kalknatronfeldspäte ab.

Die Augengneise sind deutlich melanokrater als der normale Granit. Es ist deshalb von Interesse, ihren Chemismus mit dem des normalen Zentralgranites zu vergleichen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
VIII.	283	40	25,5	14,5	20	0,63	0,12	0,56
IX.	267	38	29	13,5	19,5	0,63	0,10	0,48
X.	252	38	21	13,5	26,5	0,29	0,31	0,65

VIII. Augengneis, direkt südlich der beiden Seen, H. Hirschi (Lit. 33). Anal.: S. Staub.

IX. Augengneis der Spitallamm, H. Hirschi (Lit. 33). Anal.: J. Jakob.

X. Augengneis, nördlich Grimselhospiz, P. Niggli (Lit. 44). Anal.: S. Staub.

Die Analysen ergeben ein granodioritisches (X.) bis opdalitisches (VIII. und IX.) Magma.

4. Die Spaltungsprodukte

Wenn auch der gesamte Zentralgranit von zahlreichen magmatischen Gängen durchschwärmt wird, so ist doch eine bedeutende Anreicherung derselben in der Augengneiszone auffallend. Als Differentiationsprodukte finden sich im Zentralgranit des obern Haslitales vor: Aplitgranitporphyre, ein gabbroides Ganggestein, Lamprophyre, Aplite und Pegmatitquarzite. Lamprophyre und Quarzite sind zahlreich, Aplitgranitporphyre dagegen selten und auf engen Raum beschränkt, und die Aplite nehmen entweder eine Mittelstellung zwischen Granit und Pegmatiten ein, sind in diesem Fall aber selten, oder bilden häufig lokale, im Granit schlierig verteilte Differentiationen ohne typische Ganggestalt und stellen in diesem Fall offenbar mehr oder weniger gleichzeitige Bildungen mit dem Granit dar.

a) Die Aplitgranitporphyre: Besonders schöne Beispiele feinkörniger Aplitgranitporphyrgänge finden sich in nächster Umgebung des Grimselhospizes. Der mächtigste unter ihnen verläuft in der Spitallamm ungefähr parallel der Aare und misst in seiner Dicke nahezu 20 m. Südlich des Nollens schliesst sich ein zweiter Gang an und ein dritter verläuft parallel den beiden andern am Südufer der frühern Grimselseen. Ferner konnte noch ein Aplitgranitporphyrgang an der Südflanke des grossen Gerstenhorns festgestellt werden.

Die Mächtigkeit dieser Gänge ist nicht immer ganz konstant. So ist derjenige der Spitallamm auf der Westseite der Staumauer bald auf einige Meter reduziert, während er auf der Ostseite zuerst eine gewaltige Mächtigkeit erreicht, um sich weiter östlich ebenfalls stark zu reduzieren. An der neuen Grimselstrasse misst er noch ca. 4 m. Der zweite Gang südlich des Nollens setzt sich mit langsam abnehmender Mächtigkeit vom frühern Hospiz bis zum hintern See fort und ist beim Aufstieg zum Nägelisgrätli nicht mehr zu beobachten. Der dritte südlich der Grimselseen ist aufgeschlossen in der Blockhalde beim Aufstieg zum Kessiturm und zieht sich mit langsam wachsender Mächtigkeit bis zum hintern See, wo er etwa 25 m erreicht, nimmt weiter östlich wieder langsam ab bis auf 15 m in der Umgebung der alten Strasse und verliert sich dann im Schuttkegel des Baches vom Nägelisgrätli. Der Gang am grossen Gerstenhorn hat durchwegs eine Mächtigkeit von über 20 m.

Der Aplitgranitporphyr der Grimsel ist ein hellgraues Gestein von oft sehr dünnplattiger Absonderung. Planparallele Platten von nur einem cm Dicke sind darin keine Seltenheit. Die Schieferungsflächen sind wie beim Augengneis immer mit Glimmermineralien

überzogen. Die Grundmasse ist feinkörnig und besteht aus einem innigen Gemisch von grauem Quarz, weissem Feldspat und wenig Glimmer. Als Einsprenglinge sind sowohl helle Kalifeldspäte als auch schwach grünliche Plagioklase vorhanden.

Mikroskopisch erscheinen als Gemengteile Plagioklase, Kalifeldspäte und Quarz. Die Kalifeldspäte sind gegittert und ungegittert, meistens schwach perthitisch, aber in Ausnahmefällen auch frei von Albitsubstanz. Die im Handstück sichtbaren Einsprenglinge bestehen grösstenteils aus Kalifeldspat. Auffallend ist die abnormal starke Trübung durch Entmischungsprodukte. Die optische Bestimmung der Plagioklase ergab den Wert von 7—8 % Anorthit. Neben Individuen mit schlechter Zwillingslamellierung und starkem Zersetzungsgrad gibt es auch häufig solche, in denen sich nur vereinzelt Serizitschuppen finden und die ausgezeichnet nach (010) verzwillingt sind. Periklinzwillinge sind selten, Schachbrettverwachsungen ganz untergeordnet. Der Quarz bildet häufig ein grobkörniges Pflaster und nur selten ein feines Mosaik. Die Individuen in Pflasterstruktur sind meistens frei von klastischen Phänomenen. Die Glimmer, Serizit und Biotit zeigen schöne Fliesstrukturen, indem sie in mehr oder weniger paralleler Anordnung zwischen den Feldspäten durchstreichen. Gut erhaltene Glimmerindividuen sind selten. Der Chlorit hat als Gemengteil eine wesentliche Bedeutung erlangt. Akzessorien sind die üblichen: Epidot, Zoisit, seltener Titanit, Orthit und Apatit.

Trotz der allgemein guten Ausbildung der Gemengteile fehlt es in den Aplitgranitporphyren nicht an Spuren von Kataklase. Solche zeigen neben den Glimmern besonders die Plagioklase. Häufig sind die Kristalle verbogen, sehr oft nach den Spaltbarkeitsrichtungen zerrissen oder in Ausnahmefällen gar verschiefert. Die Zwischenräume sind immer mit Quarz, meistens in Pflasterstruktur, ausgeheilt.

Die Stellung der Aplitgranitporphyrgänge scheint einige Beziehungen zu haben zu derjenigen der Resorptionszonen. Die Gänge finden sich oft in unmittelbarer Nähe der Resorptionen, nur durch ein dünnes Granit- oder Augengneisband von ihnen getrennt. Dieses trennende Granitband ist aber immer beobachtet worden. Allerdings konnten in der Umgebung des Aplitgranitporphyrganges am grossen Gerstenhorn keine Resorptionsschollen festgestellt werden.

Chemisch analysiert wurde bis jetzt ein „feinkörniger porphyrischer Granit. Gang innerhalb der Augengneise. Darin ‚Lamprophyrschollen'. Nördlich der Brücke bei den beiden Grimselseen. Orthoklas, Mikroklin, Oligoklas bis Andesin, Körnelquarz, Biotit,

Serizit, Chlorit, Titanit, Titaneisen, Epidot, Zoisit, Orthit." Diese Analyse lieferte folgende Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
XI.	328	43	16,5	13,5	27	0,29	0,19	0,81

XI. Feinkörniger Granitporphyr, P. Niggli (Lit. 44). Anal.: S. Staub.

Zweifellos handelt es sich hier um ein Gestein aus dem mittleren Porphyrgang südlich des Nollens. Dieser schliesst sich an der Strasse nördlich der beiden Seen an einen Resorptionszug an, getrennt durch eine Augengneiseinlagerung von ca. 1 m. Die ‚Lamprophyrschollen' sind ein Lamprophyrgang, welcher den Porphyrgang gerade an der Strasse durchschneidet. Im Porphyr selber sind aber keine Einlagerungen zu beobachten.

Die Werte dieses yosemititischen Gesteins veranlassten P. Niggli zu der Vermutung, dass es sich um ein Mischgestein handeln könnte (Lit. 45).

Es war deshalb von Interesse, da ja das geologische Auftreten der Porphyrgänge diese Auffassung weitgehend bestätigt, zu untersuchen, ob nicht vielleicht die Porphyre überhaupt Mischgesteine darstellten. Aus diesem Grunde wurde aus dem südlichsten Porphyrgang ebenfalls in unmittelbarer Nähe einer Resorptionsscholle eine Gesteinsprobe analysiert:

SiO_2	75,78	MgO	0,37
TiO_2	0,11	K_2O	4,82
Al_2O_3	13,03	Na_2O	3,40
Fe_2O_3	0,92	H_2O+	0,36
FeO	0,73	H_2O-	0,04
MnO	0,05	P_2O_5	0,01
CaO	1,05		100,67

Dichte: 2,64

Anal.: W. Minder.

Die Analyse ergibt umgerechnet folgende Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
XII.	444,5	45	11	6,5	37,5	0,48	0,29	0,59

Der Charakter dieses Gesteins weicht vom engadinitisch bis aplitgranitischen Magmatypus beinahe nicht ab. Es kann sich in diesem Falle wohl kaum um ein Mischgestein handeln. Es ist aber trotzdem noch fraglich, woher der hohe Kalkgehalt des von P. Niggli beschriebenen Gesteins zu beziehen ist. Die Bildung so kalkreicher Plagioklase ist sonst in den Gesteinen des Haslitales nicht anzutreffen. Dass dieser hohe Kalkgehalt jedenfalls nicht aus dem Material der Resorptionen bezogen werden konnte, wird bei der Beschreibung dieser selbst dargetan werden.

b) Die Lamprophyre: Die Anreicherung dieser basischen Differentiationsprodukte in der südlichen Randfacies des Zentralgranites ist auffallend. Jedenfalls steht sie mit dem melanokrateren Chemismus der Augengneise im Zusammenhang. Lamprophyrgänge finden sich im normalen Zentralgranit spärlich und scheinen in der nördlichen Randfacies überhaupt zu fehlen.

Die Mächtigkeit der Gänge ist sehr konstant und schwankt innerhalb relativ enger Grenzen. Sie beträgt 1—6 m. Gänge von 2—3 m sind am häufigsten. Im allgemeinen lassen sie sich nur über kurze Strecken verfolgen. Doch konnten auch Lamprophyrgänge aufgefunden werden mit einer Länge von nahezu 1 km. Ein solcher zieht sich vom Spitalboden über die Umbiegung der alten Strasse westlich des Nollens nach dem alten Hospiz bis in den Grimselsee. Etwas über den beiden Grimselseen, an der sog. „Wendeplatte" der Grimselstrasse, ist er nochmals zu beobachten. Ein anderer, besonders gut ausgebildeter Doppelgang zieht sich vom Ostende des Grätlisees auf dem Nägelisgrätli bis in den Höhhornkamm auf eine Länge von ca. 1 km. Weitere Gänge befinden sich in der Spitallamm, an der Seeuferegg, an der Grimselstrasse zwischen Räterichsboden und Grimselpasshöhe, auf dem Nägelisgrätli, am Juchlistock und im Bächlital.

Die Lamprophyre zerfallen in Spessartite und Kersantite. Die letzteren sind im Grimselgebiet zahlreicher. Die Lamprophyre haben in der Arbeit von M. Huber (Lit. 34) eine eingehende petrographische Beschreibung erfahren, so dass sich eine Wiederholung des dort Gesagten hier erübrigt.

Ihr Chemismus wird charakterisiert durch zwei Analysen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
XIII.	146	24,5	46,5	14	15	0,31	0,48	0,30

XIII. Lamprophyr, metamorph, Grimselpass, P. Niggli (Lit. 44). Anal.: S. Staub.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
XIV.	157	29,5	43	9,5	18	0,46	0,51	0,22

XIV. Lamprophyr, metamorph, neue Grimselstrasse. Analyse aus Gutachten Kraftwerke Oberhasli. E. Hugi (vergl. Lit. 45). Anal.: F. de Quervain.

Der Charakter weicht vom normaldioritischen Magmatypus nur durch den etwas tiefern Wert für c und durch die etwas höhern Werte für fm und alk ab.

c) Metamorphes Gestein von gabbroidem Chemismus an der Grimselpasshöhe: Dieses Gestein bildet an der Grimselpasshöhe eine gangartige Einlagerung von 1,5—2 m Mächtigkeit zwischen der normalen Augengneisfacies und dem

„Quarzmylonit" der Grimselpaßhöhe. Es streicht ungefähr parallel dem Südkontakt von der Nordflanke der Siedelhörner über die Passhöhe nach der Maienwand.

Das Gestein ist von dunkelgrauer bis schwärzlicher Farbe und mittelgrobkörniger klastischer Struktur. Als Gemengteile lassen sich im Handstück Biotit, Serizit, Feldspäte und untergeordnet Quarz erkennen.

Mikroskopisch erscheint als Hauptgemengteil ein Oligoklas-Andesin mit starker Serizitisierung. Biotit herrscht über Serizit vor, der letztere ist auf besondern Strähnen angereichert. Untergeordnet findet sich Kalifeldspat, sekundärer Quarz und kleine Nester von sekundärem Calcit. Akzessorisch treten Epidot, Zoisit, Orthit und Titaneisen mit Titanit in den Mineralbestand ein. Hornblende fehlt an der Grimselpasshöhe vollständig.

W. Fehr (vergl. Lit. 45) gibt eine Analyse eines Hornblendites von der Grimselpasshöhe mit folgenden Typenwerten:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
XV.	113	15	60,5	19,5	5	0.53	0,78	0,33

Anal.: W. Fehr.

Da durch diese Analyse der chemische Charakter nicht feststellbar erscheint, wurde von diesem Gestein noch eine Probe vom Durchschnitt der Grimselstrasse analysiert. Diese Analyse lieferte folgende Zusammensetzung:

SiO_2	51,93	MgO	10,97
TiO_2	0,27	K_2O	2,08
Al_2O_3	11,08	Na_2O	1,73
Fe_2O_3	3,71	H_2O+	1,75
FeO	5,13	H_2O-	0,07
MnO	0,14	P_2O_5	0,08
CaO	11,36		100,30

Dichte: 2,95

Anal.: W. Minder.

Die entsprechenden Typenwerte sind:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
XVI.	115	14,5	52	27	6,5	0,44	0,69	0,52

Der Chemismus dieses Gesteins reicht, abgesehen vom al-Wert, recht nahe an den Normalgabbrotypus heran. si, alk, auch fm und c dürften in der Variationsbreite dieses Typus liegen. Dagegen erscheint der Tonerdegehalt für einen Gabbro zu tief. Immerhin dürfte dieses Gestein magmatischen Ursprungs sein, wenn auch seine ursprüngliche Zusammensetzung durch Aufnahme von Paramaterial erheblich verändert wurde.

d) Die sauren Differentiate: Scheinbar im Gegensatz zum basischeren Chemismus der südlichen Randfacies stehen die zahlreichen schlierigen Aplitdifferentiationen und die allerdings spärlichen Aplitgänge. Die sauren Differentiate sind über den ganzen Granit verteilt, aber wieder sind sie an der Grimsel stark angereichert. Offenbar stellen sie die saure Restlösung dar, in welcher nach Abgabe der Lamprophyre die sauren Komponenten stark angereichert worden sind bis zum Endprodukt der Differentiation, dem magmatischen Quarz. Die Bildung der Quarzite ist von der der Aplite nicht verschieden, sondern sie kann als jüngste Phase der magmatischen Tätigkeit betrachtet werden.

Diese Auffassung findet ihre volle Bestätigung in den zahlreichen Aplit-Quarzpegmatitgängen des jungen Bergellermassivs. An der Südflanke des Pizzo dei Rossi treten häufig Gänge auf, in denen der Übergang vom Aplit am Rand zum Quarzpegmatit in der Mitte direkt beobachtet werden kann, und noch in grossartigerer und mannigfaltigerer Entwicklung finden sich solche Aplit-Quarzpegmatitgänge im Albignagebiet.

Der Aplit ist ein hellgraues bis weisses Gestein mit zuckerkörniger bis grobkristallin-pegmatitischer Struktur. Die Hauptgemengteile sind Quarz und Feldspat. Letzterer ist hie und da stark epidotisiert, was dem Gestein eine hellgrüne Farbe verleiht. Die dunklen Gemengteile Biotit und Chlorit treten zurück. Der letztere kommt vorwiegend auf Kluftflächen und in Nestern vor. Pyrit, oft in schönen Hexaedern, ist in allen Apliten immer mehr oder weniger reichlich vertreten, und ganz untergeordnet findet sich auch etwas Bleiglanz.

Unter dem Mikroskop erscheint als Hauptgemengteil ein saurer Plagioklas mit 0 bis höchstens 6 % Anorthitgehalt. Die Plagioklase sind teils sehr frisch und scharf nach (010) verzwillingt. Auch Periklinzwillinge sind recht häufig. Daneben treten sie aber auch in einer stark zersetzten Ausbildung auf, ohne gute Zwillingsbildungen und mit schlecht entwickelter Kristallform. Die Differenz in der chemischen Zusammensetzung dieser beiden Ausbildungen der Plagioklase ist gering, so dass sie optisch kaum erfasst werden kann. Bei den gut erhaltenen Individuen schliesst sich um einen zersetzten Kern eine etwas saurere Hülle. Die Differenz beträgt nicht mehr als 3% Anorthit. Der Kern zeigt hie und da schöne Myrmekitstrukturen. Kalifeldspäte treten gegenüber den Plagioklasen zurück. Sie sind schwach perthitisch und immer viel besser erhalten, als die schlecht konservierten Plagioklase. Hie und da zeigen sie noch recht gute

Kristallform. Der Quarz ist in Pflasterstruktur und als Mörtelquarz ausgebildet, hie und da zeigt er grosse undulöse Nester und ist dann immer reich an Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen. Dunkle Gemengteile sind stark untergeordnet und an parallele Lagen gebunden. Der Pleochroismus der Biotite ist schwach und geht von n_α hellstrohgelb bis zu n_γ grünlichgelb. Akzessorien sind spärlich Epidot, Orthit, Titanit, häufiger Pyrit.

Die Zunahme der Azidität führt zum vollständigen Verschwinden der dunklen Komponenten und schliesslich auch der Feldspäte. Das Gestein wird ein reiner Quarzit. Diese Pegmatitquarzite treten ausschliesslich gangartig auf. In Ausnahmefällen zeigen sie nicht so scharfe Begrenzungen wie die Lamprophyr- und Aplitgänge. Sonst ist aber ihr Auftreten von dem der andern Differentiate nicht verschieden. Wohl das schönste Beispiel all dieser magmatischen Quarzitgänge findet sich nördlich P. 1860, unweit der Bergstation der Gelmerstandseilbahn. Dieser Gang zeigt gut planparallele Begrenzung und weist eine Mächtigkeit von über 20 m auf.

Mit dem Wegfall der früh auskristallisierten Komponenten verliert das Gestein die grobkristalline Struktur. Die Quarzite haben alle ein gleichmässig feines, zuckerkörniges Gefüge.

Mikroskopisch zeigt sich, dass die ursprüngliche Struktur — die Quarzite waren primär viel grobkörniger – stark verändert worden ist und dass die beiden für den Zentralgranit so charakteristischen Ausbildungsarten des Quarzes Produkte dieser Veränderungen sind. Diese Erscheinungen sollen später eingehender im Zusammenhang mit den Fragen der Metamorphose der Komponenten des Zentralgranites erörtert werden.

e) Die Resorptionen des Zentralgranites: Partiell aufgeschmolzene Nebengesteinsschollen finden sich besonders auf der ganzen Länge des Südkontaktes, untergeordnet und unsicher in der Zone Gelmer-Handeck und vereinzelt am Nordkontakt in der Umgebung der Schwarzbrunnenbrücke. Während am Südkontakt die Nebengesteinsschollen noch relativ gut im Granit sichtbar sind, haben die Resorptionen der Zone Gelmer-Handeck schon Orthogneischarakter. Das ursprüngliche Gestein ist nur wenig durch Paramaterial verändert. Die Scholle am Nordkontakt wiederum scheint ziemlich gut erhalten zu sein.

Die einzelnen Nebengesteinsschollen des Südkontaktes ordnen sich zu langen Zügen an, die ungefähr parallel mit der Kontaktgrenze verlaufen. In der Umgebung der Grimsel sind sie besonders zahlreich. Im Fundament der Staumauer Seeuferegg wurde eine ganze

Reihe derartiger Schollen blossgelegt; eine andere wurde zweimal angeschnitten durch den Bau der neuen Strasse, eine weitere durchfahren vom Tunnel der Nollenstandseilbahn und ein besonders schönes Beispiel ist aufgeschlossen am Eingang von Fenster I des Stollens Grimsel-Gelmer. Die Resorptionen lassen sich westwärts verfolgen bis unter den Oberaargletscher, und ostwärts sind sie in Einzelvorkommnissen bis unter den Rhonegletscher zu beobachten. Die petrographische Beschaffenheit ist immer dieselbe: ungemein stark injizierte, vielfach verfältelte Biotithornfelse bis Biotitschiefer.

Der Hauptgemengteil ist Biotit (n_α strohgelb, n_γ dunkelgrün). Daneben ist ein eutektisches Gemisch von Oligoklas mit 10 bis 12% Anorthit und Quarz vorhanden. Beinahe jedes Feldspatindividuum wird von einigen Quarzstengeln durchstochen, die alle genau dieselbe Orientierung haben. Kalifeldspäte sind selten. Neben den üblichen Akzessorien tritt spärlich Titaneisen mit Titanithof auf.

Ein Bild der chemischen Zusammensetzung gibt eine Analyse aus dem Gutachten der K. W. O. von E. Hugi (vergl. Lit. 45). Dieselbe liefert folgende Typenwerte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
XVII.	190	26,5	56	1	16,5	0,64	0,63	0,02

Anal.: F. de Quervain.

Da die Zusammensetzung dieser Resorptionsschollen einige Schlüsse auf die Natur des Ausgangsmaterials gestattet, wurde von der Scholle unterhalb der Staumauer Seeuferegg, in der Kurve der neuen Grimselstrasse, noch eine weitere Probe analysiert:

SiO_2	66,42	MgO	2,58
TiO_2	0,45	K_2O	2,46
Al_2O_3	12,07	Na_2O	3,42
Fe_2O_3	4,24	H_2O+	0,55
FeO	4,59	H_2O-	0,08
MnO	0,07	P_2O_5	0,08
CaO	2,63		99,64

Dichte: 2,78

Anal.: W. Minder.

Umgerechnet ergeben sich folgende Typenwerte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
XVIII.	258	27,5	42,5	11	19	0,32	0,35	0,26

Der Chemismus dieser metamorphen Gesteine fällt vollständig aus dem Chemismus der zentralgranitischen Gesteine heraus. Auffallend ist in erster Linie der hohe Wert für fm und die tiefen c-Werte. Auch al liegt bedeutend unter dem Normalwerte eines Gesteins dieser Azidität.

Das Ausgangsgestein der Resorptionsschollen war arm an Kalk und arm an Tonerde. Es konnte also gewiss kein Tonschiefer gewesen sein.

Die Kontaktverhältnisse zwischen Granit und Augengneis einerseits und den einzelnen Nebengesteinsschollen anderseits sind immer äusserst scharf. Die Breite der Übergangszone überschreitet selten 2 cm. Oftmals ist eine solche überhaupt nicht vorhanden. Selbst die Schollen in der aplitischen Facies des Granites, so z. B. diejenige an der neuen Grimselstrasse, scheinen das Hauptgestein (Granit) nicht zu beeinflussen. Man kann sich des Eindrucks nicht erwehren, dass durch die Einschmelzung wohl die Nebengesteinsschollen verändert wurden, diese aber auf den Granit keine merkbare Wirkung ausgeübt haben. Sonst wäre wohl ein derartiger Übergang nicht erklärlich. Wie sich diese Verhältnisse in der Resorptionszone Gelmer-Handeck und am Nordrand des Zentralgranites gestalten, kann mangels geeigneter Aufschlüsse nicht beantwortet werden.

Trotzdem der Chemismus des Zentralgranites einen durchaus einheitlichen Charakter aufweist, so scheint es doch möglich, ihn im Haslital in einzelne Zonen zu gliedern. Die Gliederung ist vorerst gegeben durch die Abtrennung des Mittagfluhgranites einerseits und der Augengneise andrerseits. Die chemische Zusammensetzung des Mittagfluhgranites ist aber von der des Zentralgranites nicht sehr verschieden. Die fast unmerklich höheren Werte für al und die wenig tiefern Werte für c und fm sind jedenfalls eine magmatische Besonderheit des Mittagfluhgranites. Ebenso teilweise sein saurer Charakter. Doch kommen ihm andere Gesteine des Zentralgranites darin nahe. H. Hirschi (Lit. 33) betont, dass schon makroskopisch die Gesteinsvarietäten von Mittagfluh, Gelmergasse und Räterichsboden einerseits und diejenigen von Schwarzbrunnenbrücke und Handeckfall andrerseits einander sehr ähnlich seien. Der Chemismus scheint diese Ähnlichkeiten bis zu einem gewissen Grade zu bestätigen. Ob diese doch relativ geringen Verschiedenheiten mit Differentiations- oder Resorptionserscheinungen zusammenhängen, muss dahingestellt bleiben. Vielleicht ist der etwas basischere Charakter der Gelmer-Handeckzone durch Resorption zu erklären. Hier scheinen Mischgesteine mindestens lokal aufzutreten:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
XIX.	263	35,5	28,5	13,5	22,5	0,55	0,35	0,47

XIX. Analyse aus Gutachten der Kraftwerke Oberhasli. E. Hugi (vergl. Lit. 45). Anal.: F. de Quervain.

alk hat einen Mittelwert, al und c liegen tiefer, dagegen fm und mg höher als in Gesteinen dieser Azidität bei normalem Chemismus.

Die Azidität des Zentralgranites nimmt allgemein von S nach N zu. Es folgen sich:

Augengneiszone (opdalitisch bis granodioritisch).

Zentralgranit zwischen Räterichsboden und der Zone Hehle Platten-Gelmergasse-Schaubhorn (engadinitisch bis aplitgranitisch).

Zentralgranit der Zone Gelmer-Handeck (yosemititisch bis engadinitisch).

Mittagfluhgranit (engadinitisch).

In der Granitzone zwischen Räterichsboden und Gelmergasse ist im N der aplitgranitische Charakter sehr ausgeprägt, während im S das Magma mehr eine Zwischenstellung zwischen engadinitischem und yosemititischem Charakter aufweist.

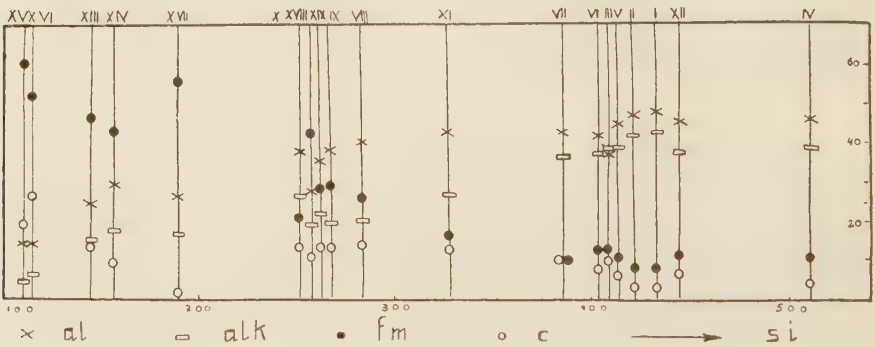

Fig. 1
Darstellung der Typenwerte nach P. Niggli von 19 Analysen des Zentralgranites und seiner Spaltungsprodukte im Haslital.

II. Teil: Tektonik

A. ALLGEMEINES

Der Ausdruck „Granittektonik" schliesst zwei streng zu trennende Begriffe in sich: die Tektonik des Magmas während seiner Intrusion (Magmatektonik), und die Tektonik des granitischen Gesteins (Dislokationstektonik).

Es sind im Folgenden unter „magmatektonischen Prozessen" alle diejenigen Vorgänge zu verstehen, welche unmittelbar vor, während und nach der Intrusion stattgefunden haben und welche durch die im Magma vorhandene mechanische Energie hervorgerufen worden sind.

Im Gegensatz dazu sind unter „dislokationstektonischen Vorgängen" alle Veränderungen des granitischen Gesteins nach Ort,

Lagerung, Struktur, Textur und Mineralbestand zusammenzufassen, die auf orogenetische Bewegungen zurückzuführen sind und die mit dem Intrusionsvorgang selbst nicht unmittelbar zusammenhängen.

Die Erscheinungsformen eines Gesteins, an denen sich tektonische Vorgänge ableiten lassen, bezeichnet man als tektonische Elemente. Für Eruptivgesteine sind die folgenden massgebend:

1. Die Kontaktverhältnisse ermöglichen eine Vorstellung über den Vorgang der Intrusion und über die Viskosität des Magmas.

2. Strukturelle und texturelle Eigenschaften, Differentiationsschlieren und Resorptionen orientieren über die Bewegungsvorgänge und über die Bewegungsrichtung des Magmas, allerdings ohne Richtungssinn.

3. Klüfte, Harnische und Ruschelzonen stellen Scherflächen oder Kontraktionsrisse dar, geben im erstern Falle Aufschluss über die Bewegungsrichtung des nunmehr festen Gesteins, im zweiten Fall orientieren sie über den Verlauf der Isothermen der Abkühlung oder über den Verlauf der minimalsten Spannung während der Intrusion.

4. Gänge sind immer die Ausfüllung schon vorhandener Klüfte durch die Produkte der magmatischen Differentiation.

Es ist ohne weiteres klar, dass magmatektonische und dislokationstektonische Klüfte phänomenologisch völlige Identität aufweisen können. Daher ist es oft schwierig, in vielen Fällen überhaupt unmöglich, ohne weiteres eine Unterscheidung durchzuführen. Die einzig sichere Methode zu ihrer mindestens örtlichen Isolierung bildet die Kluftstatistik, wie sie von H. Cloos und seiner Schule eingeführt worden ist (Lit. 10, 11, 12, 16).

B. ARBEITSMETHODE

Das Studium der Tektonik kann in zwei verschiedenen Arten geschehen, entweder durch direkte Kartierung der vorhandenen Tatsachen oder durch Messung tektonischer Elemente und ihre statistische Auswertung. Es sind anfänglich beide Arbeitsmethoden verwendet worden. Dabei hat sich die statistische Behandlung tektonischer Elemente als fruchtbarer erwiesen. Da zur Statistik eine möglichst grosse Anzahl von Daten erforderlich ist, so muss man sich sowohl bei den Messungen im Feld als auch in der Darstellungsart eine möglichst einfache Methodik angewöhnen.

Die Messungen der tektonischen Richtungen wurden mit einer geologischen Bussole ausgeführt und die Deklination nach den Angaben der Schweizerischen Geologischen Kommission 1930 bei der Darstellung mit 7°30' West in Rechnung gebracht.

Der Einfachheit halber werden die Streichrichtungen von N über E nach S von 0 bis 180 gezählt und der Darstellung keine Gradzeichen und keine Himmelsrichtung beigefügt. Bei den Fallrichtungen bedeutet 0 eine horizontale, 90 eine vertikale Fläche, Streich- und Fallrichtungen werden in der Darstellung zusammen angegeben. Im allgemeinen ist es nur notwendig, zwischen Süd- und Nordfallen zu unterscheiden, da diese Bezeichnungsweise für alle Richtungen mit Ausnahme der N—S streichenden eindeutig ist. Es wird also den Fallrichtungen immer nur eine Himmelsrichtung beigefügt. Es bedeutet also z. B. 135; 45 S eine Fläche Südost-Nordwest streichend mit einem Fallwinkel nach Südwesten von 45°. — 45; 90 bezeichnet eine vertikal Südwest-Nordost streichende Fläche. Diese Bezeichnungsweise erleichtert, wenn man sich einmal daran gewöhnt hat, die Vorstellung über den Flächenverlauf ganz ausserordentlich, indem sie das lästige Abzählen erspart. Auch gestattet sie ohne weiteres alle Richtungen in einfacher Weise zu messen, indem man immer die gleiche Kante der Bussole verwendet und den Pol der Magnetnadel abliest, der sich auf dem Halbkreis 0 bis 180 befindet. Leider herrscht in der Literatur keine einheitliche Flächenbezeichnung, indem die einen Autoren die Richtungen von N über E, die andern von N über W zählen.

Für die Darstellung wurde der doppelseitige Kluftstern, wie er von Bubnoff (Lit. 8) und Stiny (Lit. 65) vorgeschlagen wurde, verwendet. Er hat gegenüber der stereographischen Projektion den Nachteil, dass er bloss gestattet, die Streichrichtungen darzustellen. Dagegen ist er, was Übersichtlichkeit anbetrifft, der stereographischen Projektion weit überlegen, weil oft gerade untergeordnete Maxima wichtig sind, die bei der stereographischen Projektion verloren gehen oder nicht beachtet werden. Die Fallrichtungen sind für tektonische Fragen weniger wesentlich; sie geben Aufschluss über die Fächernatur einerseits und über das Axialgefälle andrerseits.

C. SPEZIELLER TEIL

I. Magmatektonik

1. Der Kontakt: Die Kontaktverhältnisse sind schon in Verbindung mit der Übersicht über den Zentralgranit beschrieben worden, so dass auf das dort Gesagte verwiesen werden kann. Durch die tertiäre Alpenfaltung sind die magmatektonischen Kontaktverhältnisse stark verändert worden. Die Mylonite am Nordkontakt, der „Quarzmylonit der Grimselpasshöhe“ sind Produkte des alpinen Orogens. Es wird an anderer Stelle bewiesen werden, dass die Mylo-

nite des Zentralgranites grösstenteils alpin entstanden sind und, wenn sie durch frühere orogenetische Phasen vorgebildet worden waren, durch die Alpenfaltung so stark verruschelt wurden, dass ihre Präexistenz nur an Hand von untergeordneten Merkmalen vermutet werden darf. Dagegen wurde die allgemeine Streichrichtung der Kontakte durch das alpine Orogen nur unwesentlich beeinflusst. Die Streichrichtung des Südkontaktes ist konstant und verläuft zwischen 65 und 75. Diejenige des Nordkontaktes ist viel unruhiger, weist Umbiegungen und kleine Deckenbildungen auf. Ihre mittlere Richtung beträgt ca. 55. Die beiden Kontaktrichtungen bilden also miteinander einen Winkel von ca. 15°.

2. Schlierung und Paralleltextur des Granites: Der Zentralgranit ist an Differentiationsschlieren arm, was in Anbetracht seiner hohen Azidität verständlich ist. Es ist deshalb nicht leicht, an Hand der Schlierung magmatektonische Schlüsse zu ziehen. Es konnten nur zwei Schlieren von grösserem Umfang, die sich tektonisch interpretieren lassen, aufgefunden werden. Die eine davon befindet sich am Westende des vordern Grimselsees. Sie hat eine Länge von 80 cm und eine Dicke von 25 cm. Ihre Längsachse verläuft parallel 74. Die andere findet sich am Südufer des frühern Gelmerbaches, ca. 50 m unterhalb der Gelmersperre. Ihre Länge beträgt 3 m und ihre Dicke 80 cm. Die Streckungsrichtung verläuft parallel 65. Daneben sind hie und da kleine basische Putzen vorhanden, an denen sich aber keine Richtungen messen lassen.

Paralleltextur ist eine in Eruptivgesteinen äusserst verbreitete Eigenschaft. „Richtungslosigkeit" ist meistens nur in relativ kleinen Handstücken vorhanden. Die Paralleltextur gibt die Lage der Scherflächen an, an welchen sich die an Einsprenglingen bereits reiche Schmelzlösung bewegte. Stark ausgeprägt ist die Paralleltextur in der südlichen Randfacies, aber auch im normal ausgebildeten Granit ist sie auf glacial polierten Flächen leicht nachzuweisen. Die Feldspatindividuen sind mehr oder weniger parallel gelagert nach einer Richtung zwischen 65 und 75.

Im Dünnschliff zeigen besonders die Glimmermineralien und der Quarz ausgezeichnet orientierte Lagen. Die Frage nach den Beziehungen dieser Minerallagen zu den Hauptrichtungen der Tektonik soll in einem spätern Abschnitt eingehend erörtert werden.

3. Die Klüftung: Technologisch unterscheidet man je nach der Entstehungsart Trennungsbrüche (entstehen bei Zug) und Verschiebungsbrüche (entstehen bei Druck und Schub). Selbstverständlich ist es nicht möglich, technologisch ermittelte Resultate in die

Natur zu übertragen, weil es nicht gelingt, die in der Natur vorhandenen Zustände (z. B. die Umlagerung eines betrachteten Raumelementes mit derselben Materie nach allen Richtungen) im Laboratorium auch nur annähernd zu realisieren. Trotzdem geben technologische Experimente eine ungefähre Vorstellung über die Möglichkeiten in der Natur.

Trennungsbrüche spielen bei der Kluftbildung eine untergeordnete Rolle. Die meisten Klüfte sind Verschiebungsbrüche. Nun ist aber gerade bei den Verschiebungsbrüchen eine grosse Variabilität zur Richtung der wirkenden Spannung möglich, je nach den Umständen, unter denen die Spannung ausgelöst werden kann. Die Verschiebungsbrüche bevorzugen Lagen ungefähr parallel, normal und schief mit wechselndem Winkel (Mohr'sche Scherflächen, Lit. 9) zur Richtung der Spannung. Es scheint, dass der Winkel der Mohr'schen Scherflächen vom Gesteinscharakter abhängig ist. R. Schwinner (Lit. 58) hat die empirische Regel aufgestellt, dass mit zunehmender Basizität der Winkel der Mohr'schen Scherflächen grösser wird.

Die Überlagerung verschiedener tektonischer Phasen im Zentralgranit führte zu einer ausserordentlichen Mannigfaltigkeit der Klüftung. Jede Phase hat mindestens ein System geschaffen, meist scheinbar ganz unabhängig von schon vorhandenen Systemen. Deshalb bildet der Zentralgranit selten auf einige Meter ein zusammenhängendes Gestein.

Das Gewirr von Spalten und Klüften scheint vorerst jeder Klassifikation zu spotten. Schwach angedeutete Unterscheidungsmerkmale finden sich in der Ausbildungsweise. Verharnischte und verruschelte Spalten sind jedenfalls dislokationstektonischen Ursprungs, während die Annahme nahe liegt, dass es sich bei den äusserst planen, oft chloritischen Klüften, die ihre Lage oft auf 50 und mehr Meter absolut nicht ändern, um magmatektonische Bildungen handelt.

Die aplitisch ausgebildeten Granitpartien sind weitaus am stärksten zerklüftet. Eine Systematik ist hier ganz ausgeschlossen. Immerhin scheinen zwei Streichrichtungen besonders bevorzugt zu sein. Das Gestein ist in ca. faustgrosse Brocken zerlegt. Schon kopfgrosse Stücke sind selten.

Die Aplitgänge weisen im allgemeinen zwei Systeme auf, die annähernd normal aufeinander stehen, wovon aber keines der Streichrichtung des Ganges folgt.

Im Granit ist ein Doppelsystem ausgebildet, dessen eine Komponente der allgemeinen Streichrichtung parallel geht. Daneben hat

ein System Bedeutung, dessen Streichrichtung den Winkel des Doppelsystems ungefähr halbiert.

Die Augengneise verhalten sich ähnlich wie der Granit.

In den Aplitgranitporphyren folgt ein System der Streichrichtung der Gänge, ein anderes steht normal dazu.

In den Lamprophyren folgt ein System ebenfalls ungefähr der Richtung der Gänge und ein anderes, sehr ausgeprägtes schliesst damit einen Winkel von ca. 45° ein.

Ein genaues Bild über den Verlauf der Kluftrichtungen vermittelt die Statistik.

Kluftstatistik

Die Kluftstatistik im Zentralgranit ging von der Annahme aus, dass das Verhalten des normalen Granites und das der südlichen Randfacies verschieden sein müsse. Deshalb wurden schon während der Messungen im Feld und später bei der Darstellung diese beiden Gebiete getrennt. Es war zu erwarten, dass besonders in der alpinen Tektonik beträchtliche Differenzen auftreten würden. Diese Erwartung hat sich dann aber nicht bestätigt. Die wirklich vorhandenen Unterschiede sind vielmehr magmatektonischen Ursprungs.

Es wurden zur statistischen Bearbeitung vermessen in der südlichen Randfacies einschliesslich Graniteinlagerungen zwischen Räterichsboden und Grimselpasshöhe: 602 Klüfte, 37 Quarzitgänge, 8 Aplitgänge, 14 Lamprophyrgänge, 5 Resorptionszonen, 4 Aplitgranitporphyrgänge und 7 Mylonitzonen.

Im normalen Granit zwischen Räterichsboden und Nordkontakt wurden vermessen: 432 Klüfte, 12 Quarzitgänge, 1 Lamprophyrgang und 14 Mylonitzonen.

Die Streichrichtungen der 602 Messungen der südlichen Randfacies sind in folgender Tabelle zusammengestellt:

Streichen:	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30
Anzahl:	8	5	0	4	5	10
Streichen:	31—35	36—40	41—45	46—50	51—55	56—60
Anzahl:	12	22	40	77	37	33
Streichen:	61—65	66—70	71—75	76—80	81—85	86—90
Anzahl:	21	38	17	16	9	14
Streichen:	91—95	96—100	101—105	106—110	111—115	116—120
Anzahl:	8	15	15	7	12	6
Streichen:	121—125	126—130	131—135	136—140	141—145	146—150
Anzahl:	7	6	8	10	12	18
Streichen:	151—155	156—160	161—165	166—170	171—175	175—180
Anzahl:	17	29	20	20	10	14

Die Zusammenstellung der 432 Streichrichtungen im normalen Zentralgranit ergibt die folgende Tabelle:

Streichen:	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30
Anzahl:	9	2	6	13	7	14
Streichen:	31—35	36—40	41—45	46—50	51—55	56—60
Anzahl:	22	25	29	34	13	16
Streichen:	61—65	66—70	71—75	76—80	81—85	86—90
Anzahl:	14	5	1	4	2	7
Streichen.	91—95	96—100	101—105	106—110	111—115	116—120
Anzahl:	10	11	11	16	9	9
Streichen:	121—125	126—130	131—135	136—140	141—145	146—150
Anzahl:	15	17	25	12	17	8
Streichen:	151—155	156—160	161—165	166—170	171—175	176—180
Anzahl:	6	11	12	5	9	6

Fig. 2
Statistische Verteilung der Gesteinsklüfte im Augengneis der Grimsel.

Die Darstellung dieser Werte in Polarkoordinaten ergibt die Kluftsterne Fig. 2 (südliche Randfacies, Grimsel) und Fig. 3 (normaler Zentralgranit).

In der Projektion Grimsel (Fig. 2) ist folgendes zu sehen: Ein mathematisch genau orthogonales Doppelsystem hat seine Maxima bei 70, respektive bei 160. Der Ast 160 wird je unter 10° eingeschlossen von einem schlecht ausgebildeten Mohr'schen Scherflächensystem. Der ganze Komplex 160 hat einen Öffnungswinkel von ca.

35°. Der andere Ast (70) dagegen ist äusserst scharf ausgebildet und umschliesst nur einen Winkelbereich von höchstens 10°. Zwischen 100 und 105 befindet sich ein weniger ausgeprägtes Maximum, dafür aber mit sehr konstanter Verteilung. Auch dieses wird eingefasst von einem Mohr'schen Doppelsystem. Die eine Scherfläche liegt bei 85, die andere bei 115. Dieser Komplex umschliesst einen Winkel von 30°. Sein Hauptsystem halbiert den Winkel der Mohrschen Scherflächen. Normal dazu also zwischen 10 und 20 befindet

Fig. 3
Statistische Verteilung der Gesteinsklüfte im Zentralgranit des obern Haslitales.

sich ein ausgesprochenes Minimum in der Verteilungskurve. Das Hauptkontingent der Messungen schwankt zwischen 40 und 65 mit einem äusserst scharf ausgeprägten Maximum bei 50. Über 35% aller gemessenen Klüfte liegen in diesem Verteilungsast.

Etwas weniger übersichtlich ist die Verteilung der Klufthäufigkeiten in der Projektion des normalen Zentralgranites (Gelmer, Fig. 3): Hauptmaxima befinden sich bei 50; 100; 135. Ausgesprochene Minima bei 10 und 75. Weniger wichtige Erhebungen zeigt die Verteilungskurve bei 5; 20; 60—65; 145; 160—165 und 175. Ausgehend von geometrisch-mechanischen Vorstellungen lässt sich die folgende Zusammenstellung durchführen: Ein Doppelsystem wird gebildet durch die Maxima von 60—65 und 145. Zweifellos gehören auch das Maximum 110 und das Minimum 10—15 zusammen. Die

Hauptverteilung bildet ein Doppelsystem mit den Maxima bei 50 und 135. Das Maximum 20 ist wahrscheinlich eine Mohr'sche Scherfläche. Die andere dazugehörige verschwindet im Komplex 60—65. Ebenfalls das Maximum 160—165 ist eine Mohr'sche Scherfläche, deren korrespondierendes Maximum auf der andern Seite in dem Komplex 135 untergeht.

Diese Zusammenstellung wird durch magmatektonische Tatsachen gestützt, auf die noch hingewiesen werden wird.

4. Die Gangbildungen: Die Gangbildungen sind tektonisch gesprochen immer die Ausfüllung schon vorhandener Klüfte durch magmatische Restlösungen. Die Klüfte müssen also zwischen der Injektion der magmatischen Nachphase und der Intrusion des Hauptgesteins gebildet worden sein. Die Gänge sind somit das einzige, aber dafür ein untrügliches Unterscheidungsmerkmal alter und junger Kluftbildungen.

Bei der tektonischen Deutung der Gangrichtungen ist die folgende Überlegung zu berücksichtigen: Findet die Intrusion in einen mehr oder weniger isometrisch umgrenzten Raum statt, so ist keine Veranlassung gegeben, dass die Scherflächen der Bewegung des Magmas (die späteren Klüfte) im resultierenden Gesteinskörper eine ausgezeichnete Lage einnehmen (kugelige und säulige Absonderung in Ergussgesteinen).

Ist dagegen der der Intrusion zur Verfügung stehende Raum nach verschiedenen Richtungen verschieden gross, so wird sich im Intrusionskörper eine Hauptrichtung ausbilden müssen, die der grössten Ausdehnung des Raumes parallel geht (Streckungsrichtung). Dieser parallel müssen nun die Hauptscherflächen der magmatischen Bewegung als Vorläufer der spätern Klüfte verlaufen. Es ist also von vornherein zu erwarten, dass die magmatischen Gangbildungen, indem sie diesem erstgebildeten System folgen, auf ausgezeichneten Richtungen anzutreffen sind. Die wichtigste dieser Gangrichtungen ist die Hauptausdehnungsrichtung des Intrusionskörpers.

H. Cloos (Lit. 10, 11 und 16) geht in seiner Überlegung noch weiter: Sind die Verbandsverhältnisse zwischen Gang- und Nebengestein so innig, so ist der Schluss berechtigt, dass das Nebengestein bei der Intrusion der magmatischen Nachphase noch beinahe auf seiner Schmelztemperatur gestanden haben muss. Dann muss sich die Klüftung aber schon im Magma selber, wenn es noch fliessbar ist, ausbilden.

Diese Auffassung scheint für die Injektion der Porphyre zu Recht zu bestehen; ihr Kontakt mit dem Granit ist wesentlich weniger

scharf als derjenige der andern Spaltungsprodukte. Ferner gewinnt diese Auffassung an Wahrscheinlichkeit durch die Tatsache, dass das System der thermischen Kontraktion, welches natürlich normal auf der Streckungsrichtung (Richtung der kleinsten Spannung) stehen muss, keine magmatischen Nachschübe enthält, obschon seine Bildung nicht weit hinter der des Streckungssystems liegen kann.

Im Zusammenhang mit den Gangbildungen: Aplitgranitporphyren, Lamprophyren, Apliten und Pegmatitquarziten wird auch die magmatektonische Stellung der Resorptionszonen besprochen werden.

a) Die Resorptionen: Die Anordnung der Resorptionsschollen und -Züge ist die folgende: Es können mindestens drei parallele Züge unterschieden werden. Der südlichste verläuft ganz nahe und parallel dem Kontakt des „südlichen Grimselgranites". Der mittlere ist in Einzelvorkommnissen über 10 km weit verfolgbar. Er beginnt im Joch vom Trübtensee nach dem Oberaarboden und setzt sich in zwei Ästen südlich und nördlich fort nach dem Einschnitt der Transportbahn nach dem Aareboden und ist an der Strasse nördlich des vordern Sees nochmals festzustellen. Der nördlichste, am besten aufgeschlossene, setzt westlich der alten Strasse vom Hospiz zur Spitallamm ein, ist in einem Vorkommen unterhalb des Wärterhauses aufgeschlossen, setzt sich in der Mulde östlich des neuen Hospizes fort an die Nollenstrasse und von da hinab in die Seeuferegg, wo er durch das Fundament der Staumauer in fünf verschiedenen Schollen angeschnitten wurde. Die Schollenaggregate an der neuen Grimselstrasse, im Tunnel der Nollenstandseilbahn und besonders dasjenige am Ausgang des Fenster I des Verbindungsstollens sind wohl dem nördlichsten Zug zuzuordnen. Zwei 80 m auseinanderliegende Vorkommnisse am Aufgang zum Nägelisgrätli gehören wohl dem mittlern und nördlichen Zug an, und die Schollen am Grätlisee sind jedenfalls die Fortsetzung des südlichen Zuges.

Im einzelnen schwanken die tektonischen Richtungen in den Resorptionsschollen ganz ausserordentlich. Klüftung und Schieferung sind schlecht ausgebildet und auf engen Raum beschränkt, so dass Messungen wenig Sinn haben. Die Injektionsfältelung unterdrückt die andern tektonischen Elemente. Richtungen zwischen 65 und 75 sind häufig, aber zu wenig massgebend. Die Verbindung der einzelnen Resorptionsschollen in der vorgenannten Weise führt zu einer allgemeinen Streichrichtung der Resorptionszüge von ca. 70.

Die Kontinuität der Aufschmelzungszonen von Oberaarboden bis an den Rhonegletscher berechtigt die Annahme von einer grossen oder von drei kleinen vormagmatischen Synklinalen (vergl. E. Hugi,

Lit. 38). Die Intrusion des Zentralgranites hat in einen bereits verfalteten Gesteinsmantel stattgefunden. Dadurch ist aber die Intrusionsrichtung des Magmas zum mindesten lokal beeinflusst worden. Wahrscheinlich hat der Verlauf der vormagmatischen Faltenachsen die Intrusionsrichtung überhaupt vorgeschrieben. Die Übereinstimmung der Faserungsrichtung, der Dehnungsrichtung der Schlieren mit der Anordnung der Resorptionszüge bestätigt diese Anschauung. Weitere Stützen sind

b) Die feinkörnigen Aplitgranitporphyre: Zweifellos stellen die Aplitgranitporphyre die älteste Bildung der Differentiation der magmatischen Restlösung dar. Dass es sich um Differentiate handelt, beweist die Ganggestalt. Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit sind sie vom Granit nicht wesentlich verschieden und als erstes Differentiationsprodukt zu betrachten. Beachtenswert ist ihre Beziehung zu den Resorptionszügen. Die Aplitgranitporphyre treten im Granit oder Augengneis auf, der die Zwischenlagerungen zwischen den Resorptionszügen bildet. Eine unabhängige Stellung hat nur der Porphyrgang am grossen Gerstenhorn.

Die Porphyre gehen der Streichrichtung der Resorptionszonen parallel. Diese schwankt innerhalb der Grenzen 65 und 75. Dasselbe gilt für das gabbroide Ganggestein der Grimselpasshöhe. Die Längsklüftung ist ausgezeichnet entwickelt, ebenso die Querklüftung.

c) Die Lamprophyre: Diese basischen Nachschübe scheinen besonders in der südlichen Randfacies zahlreich vorhanden zu sein. Doch hat M. Huber (Lit. 34) auch einen solchen Gang am Nordrand des Massivs in der Schieferhülle auffinden können. Es wurden insgesamt 15 Lamprophyrgänge festgestellt und vermessen. Dabei fällt ihre einheitliche tektonische Stellung sofort auf. Ihre Streichrichtungen liegen alle innerhalb der Grenzen 100—110. Es ist wohl zulässig, sie einem bestimmten Kluftsystem zuzuordnen, dessen mittlere Richtung der Richtung 105 parallel geht. Diese Einordnung gewinnt an Wahrscheinlichkeit durch die tektonische Stellung der sauren Differentiationsprodukte.

d) Die Aplite und magmatischen Quarzitgänge: Petrographisch gibt es zwischen Apliten und Quarziten alle Übergänge. Indes zeigt vielleicht ihr tektonisches Verhalten einige Differenzen.

Gangförmige Aplite sind im Haslital relativ selten. Aber alle zeigen mit einer einzigen Ausnahme völlige Identität in ihren Streichrichtungen mit den Lamprophyrgängen. Dieser abweichend strei-

chende Aplitgang befindet sich an der Südflanke des Höhhorngrates, oberhalb des Grätlisees. Seine Streichrichtung beträgt 69. Er geht den Aplitgranitporphyrgängen parallel.

Der Verlauf der magmatischen Quarzite ist wesentlich weniger konstant. Divergenzen bis zu 20° sind keine Seltenheit. Doch zeigen sie mit einer Ausnahme eine Lagerung, die derjenigen der Lamprophyre und Aplite zugeordnet werden kann. Dieser abweichende Gang hat eine Streichrichtung von 162.

5. Altersfolge der Gangbildungen: Die Bestimmung des Alters der Porphyrgänge und des gabbroiden Gesteins der Grimselpasshöhe bietet keine besondern Schwierigkeiten. Ihre enge Verwandtschaft mit dem Granit hinsichtlich ihrer petrographischen Beschaffenheit und besonders ihre konkordante Lagerung mit den Resorptionszügen sprechen deutlich dafür, dass ihre Bildung nur wenig nach der Intrusion des Hauptgesteins stattgefunden hat.

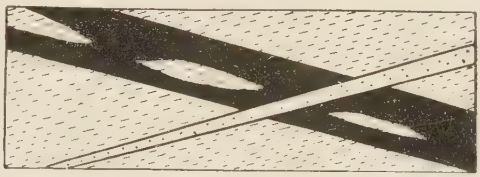

Fig. 4
Altersverhältnisse zwischen Lamprophyr- und Aplitgängen im obern Haslital. Gestrichelt: Augengneis, punktiert: Aplit, schwarz: Lamprophyr. Oben: Norden, rechts: Westen. Masstab ca. 1:400.

Nicht so einfach ist die zeitliche Einordnung der Lamprophyre, Aplite und Quarzite. Allgemein wird angenommen, dass die basischen Lamprophyre als die jüngsten Spaltungsprodukte des Magmas anzusehen seien. Das Durchschneiden eines Lamprophyrs von einem Aplit, worauf schon M. Huber (Lit. 34) aufmerksam gemacht hat, und ein weiteres derartiges Vorkommen südlich des Höhhorngrates scheinen für höheres Alter der Lamprophyre zu sprechen. Eine andere Stütze für diese Auffassung wäre wohl der kontinuierliche Übergang zwischen Apliten und extrem sauren Quarziten. Sicher ist die Zeitdifferenz zwischen diesen basischen und sauren Differentiaten gering. Die Bildung der Lamprophyre und die der Aplite erfolgte mehr oder weniger gleichzeitig. Dafür spricht schon ihr beinahe identisches tektonisches Verhalten.

Die gegenseitigen Verhältnisse zwischen dem Lamprophyrgang und dem Aplitgang auf dem Höhhorngrat sind in Fig. 4 dargestellt.

Die Reihenfolge der magmatischen Nachschübe im Zentralgranit des Haslitals wäre also die folgende: Aplitgranitporphyre und gabbroides Gestein, Lamprophyre, Aplite bis Quarzite. Damit ist die Intrusionstätigkeit des Magmas im wesentlichen abgeschlossen.

Etwas andere Verhältnisse scheinen im Mont-Blanc-Massiv zu herrschen. Corbin und Oulianoff suchen die Ursache der dort auftretenden Quarzitgänge in der alpinen Faltungsphase. Sie schreiben (Lit. 22):

„Les filons de quartz ne sont jamais puissants. Ils peuvent atteindre l'épaisseur de 20, 30 cm, rarement plus. Leur direction moyenne est N. 40 à 45° E."

„Les filons de roches éruptives (microgranites, aplites et pegmatites) sont incomparablement plus réguliers quant à leurs contours. La puissance de ces filons peut devenir très fort, allant jusqu'à deux mètres et plus. La direction moyenne de ces filons est N. 10—25 E."

„Les deux séries de filons appartiennent à deux stades différents de plissement. — Les filons de quartz — plus jeunes — marquent les traces de l'axe du plissement alpin. Les filons des roches éruptives sont de l'âge du plissement hercynien (premier stade), suivi d'une forte injection de roches éruptives."

6. Magmatektonische Stellung der Augengneise: Die Frage nach der Entstehung der Augengneise ist viel umstritten. Die Auffassungen der einzelnen Autoren gehen auseinander. Die einen deuten ihre schieferige Textur durch „Protoklase", die andern durch Kataklase. M. Huber (Lit. 34) macht den Versuch, in Analogie mit dem Lausitzer Granit die texturellen Eigentümlichkeiten der Augengneise mit der Einschmelzung von sedimentogenem Material in Zusammenhang zu bringen. Jedenfalls in Anlehnung an die Serizitschieferzone der Grimselpasshöhe postuliert M. Huber für dieses resorbierte Material ein tonerdereiches Sediment. Es ist aber für den Chemismus des Zentralgranites charakteristisch, dass die Serizitschieferzone der Grimselpasshöhe durch den Granit beinahe nicht kontaktmetamorph verändert worden ist. Dagegen sind die Resorptionen aus der Umgebung der Grimsel sehr stark metamorphosiert. Zweifellos waren ursprünglich diese beiden Nebengesteine sehr verschieden. Bei der Serizitschieferzone der Grimselpasshöhe kann es sich wohl um einen paläozoischen Tonschiefer gehandelt haben, während diese Annahme für die Resorptionen der Grimsel ganz ausgeschlossen erscheint. Die Augengneise haben gegenüber dem normalen Granit vielleicht einen wenig höheren al-Gehalt und eine für diese Azidität ziemlich tiefe fm-Zahl; c und alk zeigen normales Verhalten. Nun ist gerade der fm-Gehalt der Resorptionsschollen extrem hoch

und der al-Gehalt, aus dem der Tonerdeüberschuss der Augengneise hätte bezogen werden sollen, tief. Der Tonerdeüberschuss der Augengneise ist übrigens gering. Er übersteigt nicht 5,5 Einheiten. Nach P. Niggli (Lit. 44) kann der Tonerdeüberschuss bei normalen Graniten bis zu 5 Einheiten ausmachen.

Der Chemismus der Augengneise ist durch die Resorption nicht merkbar beeinflusst worden. Wenn es sich bei dem resorbierten Material um ein Sediment handeln würde, so müsste es ein eisenreicher, an Kalk und Tonerde armer Sandstein gewesen sein. Möglicherweise könnte es sich auch um ein peridotitisches Eruptivgestein gehandelt haben (hohe mg-Zahl), in welches hinein aus dem Granit Kieselsäure und Alkalien gewandert sind.

Gegen die Auffassung von M. Huber würde wohl auch die Tatsache sprechen, dass Resorptionsschollen an der Grimsel sowohl im normalen Granit als auch im Augengneis aufgefunden werden konnten. Wenn zwischen den Resorptionen und dem Augengneis eine stoffliche Beziehung herrscht, was bei diesen Verbandsverhältnissen äusserst fraglich erscheint, so wäre es vielleicht die, dass durch das Abwandern von si und alk in das Nebengestein der Tonerdegehalt der Augengneise mehr oder weniger konstant blieb, während der allgemeine Chemismus etwas melanokrater wurde.

Aus den Verbandsverhältnissen zwischen Zentralgranit und Augengneisen geht hervor, dass es sich um zwei verschiedene Intrusionen handelt. Kontinuierliche Übergänge vom einen zum andern fehlen. Dagegen ist ein sehr häufiger lokaler Wechsel der beiden Gesteine zu beobachten. Der gegenseitige Kontakt ist immer magmatisch und höchstens auf einen halben Meter beschränkt. Die Überlagerung des Augengneises durch normalen Granit am Gipfel des grossen Gerstenhornes würde für höheres Alter der Augengneise sprechen. Damit wären auch die petrographischen Eigentümlichkeiten der Augengneise im Einklang. Die einheitliche Struktur der Augengneise auf der ganzen Breite, der vielfache Wechsel mit normalem Granit und die Kontaktverhältnisse sprechen ebenfalls für eine Trennung der Intrusionen der beiden Gesteinsvarietäten.

Aber auch die Erklärung von Struktur und Textur der Augengneise bietet bei Abtrennung ihrer Intrusion keine Schwierigkeiten. Da die Eruptionsspalte wohl zu Anfang der Intrusion eng war, so musste sich in Folge der Scherung eine schieferige Textur ausbilden (vergl. R. Schwinner, Lit. 58).

Man hat versucht, gegen diese Auffassung geltend zu machen, dass die Parallelstellung der Kalifeldspäte ungenügend sei. Es ist

aber doch bekannt (F. Becke, Lit. 5; H. Cloos, Lit. 11), dass bei schon teilweiser Kristallisation und Überfüllung der magmatischen Schmelzlösung mit Einsprenglingen dieselben bei Bewegungen an den Scherflächen gerollt werden wie die Kugeln in einem Kugellager.

Im übrigen sind die Kalifeldspäte der Augengneise durch spätere (voralpine) Sammelkristallisation so stark verändert worden, dass ihre heutige Ausbildung der ursprünglichen bei weitem nicht mehr entspricht.

II. Dislokationstektonik
(Alpine Tektonik)

Die Spuren der alpinen Tektonik sind viel weniger mannigfaltig als die der Magmatektonik, dafür aber an Zahl unendlich viel grösser. Die stellenweise vollständige Zertrümmerung des Granites rührt nur vom Einfluss der Alpenfaltung her. Von den ca. 1100 vermessenen Klüften liegen mehr als ein Drittel mit ihren Streichrichtungen in dem Winkelbereich 35 bis 60 mit einem ausgeprägten Maximum bei 50. Sicher ist dieses Maximum noch zu wenig auffällig, weil die alpinen Kluftflächen bei den Messungen im Feld hie und da übergangen wurden.

Die Ausbildung der Klüfte der alpinen Dislokation ist in vielen Fällen so, dass sie als solche erkannt und unterschieden werden können. Die Kluftflächen sind verbogen und rauh, mit hervorstehenden Buckeln, und immer sind sie mit Glimmermineralien (vorwiegend Chlorit und Serizit) überzogen. Diese bilden oftmals ausgezeichnete Rutschharnische. An Stellen grösserer Verlagerungen entstehen mächtige Mylonite. Zwischen schmalen Klüften und meterbreiten Mylonitzonen gibt es alle Übergänge.

Die Mylonite sind im normalen Granit weit zahlreicher als im Augengneis, wohl weil dieser in seiner schieferigen Textur die Möglichkeit hatte, grosse Spannungen in kleinen Differentialbewegungen auszulösen, so dass grössere Bewegungsspuren in ihm nicht entstehen konnten.

Nördlich der Sommeregg folgen sich die Ruschelzonen alle 50—200 m. Der Granit ist hier durch die alpine Faltung in dünne Pakete zerlegt worden, welche durch Ruschelzonen mit Myloniten voneinander getrennt werden.

Gut ausgebildete Mylonite finden sich besonders unmittelbar oberhalb Räterichsboden, im Gerstenbach, nördlich der Gerstenegg, am Juchlistock, am Aelplistock und am Gerstenhorn. In der Granitzone zwischen Handeck und Brunnenegg folgen sie sich ca. alle 50 m.

Ihre Streichrichtung ist in Ausnahmefällen nicht an die alpine Schieferungsfläche gebunden, so besonders diejenige des Mylonites an der Südflanke des Juchlistockes beim Aufstieg westlich der Spitallamm. Diese folgt der tektonischen Richtung 100—110.

Der Übergang vom Granit zum Mylonit ist vollständig kontinuierlich. Die Verschieferung nimmt langsam gegen die Mitte des Mylonites zu bis zur vollständigen Auflösung in einen Quarzserizitschiefer.

Im Handstück lassen sich neben Quarz nur noch die Glimmermineralien erkennen. Die Struktur ist feinkörnig klastisch, die Textur laminiert schieferig. Die Schieferungsfläche ist aber meist nicht scharf ausgebildet, sondern sie scheint zwischen unbestimmbaren Grenzen zu schwanken. Der Unterschied zwischen einer primären Paralleltextur, wie sie die aarmassivischen Quarzporphyre aufweisen, und der klastischen Schieferung der Mylonite lässt sich im Handstück nur an der Unregelmässigkeit der Schieferungsfläche beim Mylonit erkennen.

Es wurden vier Mylonite mikroskopisch untersucht, einer von der Sommeregg, einer vom Räterichsboden, einer von der Gerstenegg und einer vom Aelplistock. Da sich bedeutende Unterschiede in Struktur und Mineralbestand ergaben, so sind die Resultate hier einzeln angeführt:

Der Mylonit von der Sommeregg: Das Gestein ist ein äusserst dünnplattiger Chloritschiefer, desssen Schieferungsfläche durch Chlorit vollständig überdeckt ist. Im Querbruch sind die Mineralien so klein ausgebildet, dass man von blossem Auge keine Bestimmung vornehmen kann.

Der Schliff zeigt ungewöhnlich viel Chlorit in quasiparalleler Anordnung. Die Individuen bevorzugen die Lage parallel der Schieferungsfläche, aber die Parallelität ist nicht durchwegs innegehalten. Dieses Gestein besitzt wohl als Ganzes eine aussergewöhnlich hohe Plastizität. Besonders auffallend sind die zahlreichen grossen undulösen Quarzkörner. Einschlüsse von Glas und Flüssigkeiten sind darin häufig (wohl Kohlendioxyd). Bei Vorhandensein von so viel gleitfähigem Material (Chlorit) konnten die Quarzkörner von der Zertrümmerung teilweise verschont bleiben.

Es finden sich aber auch Partien, in denen das ursprüngliche Gefüge vollständig verschwunden ist und durch einen rekristallisierten chloritischen Quarzit ersetzt wurde.

Die Feldspäte sind zertrümmert, die relativ basischen Plagioklase (12—14% Anorthit) stärker als die schwach perthitischen Kali-

feldspäte. Die letzteren zeigen hie und da schriftgranitische Verwachsung mit Quarz.

Der Mylonit vom Räterichsboden: Im Handstück ist dieser Mylonit ein dünnplattiger Quarzserizitschiefer mit vereinzelten hellen Flecken, welche entweder von Feldspäten oder von Quarznestern herrühren.

Unter dem Mikroskop zeigt sich folgendes: Vorwiegend Quarz in zwei Ausbildungsarten, gut entwickelte Individuen in Pflasterstruktur und stark zertrümmerter Sandquarz. Die grossen Individuen sind einschlussarm oder gar einschlussfrei, rekristallisiert und geregelt. n_γ liegt in den meisten Körnern parallel der Schieferung. Die nicht rekristallisierten Sandquarzkörner sind undulös. Die häufigen Serizitschüppchen durchsetzen in quasiparalleler Anordnung die rekristallisierten Quarzkörner.

Kalifeldspäte sind spärlich, etwas häufiger kommen Albite mit bis zu 3% Anorthit vor. Sie zeigen häufig Undulationen und Zertrümmerungen, nie kristallographische Umgrenzung.

Die Glimmer (n_α hellgelb, n_γ dunkelgraugrün) sind nach der Basis aufgeblättert und in die Schieferung ausgezogen und bevorzugen Spalten im Gestein. Extremlagen zwischen Spur (0001) und der Schieferungsebene betragen nur 15°.

Der Mylonit von der Gerstenegg: Das Gestein hat eine extrem saure, aplitische Zusammensetzung, besteht fast nur aus Quarz, wenig Feldspat und nur vereinzelt auftretenden Glimmern. Der Quarz kommt in zwei deutlich unterscheidbaren Ausbildungen vor, welche abwechselnd parallel der Schieferung angeordnet sind. Die eine zeigt klastische Erscheinungen, ist von kleinem Korn, die andere hat gut verzahnte Struktur, ist arm an Einschlüssen und optisch vollständig normal. Diese zweite Fraktion ist alpin rekristallisiert und geregelt.

Als Feldspäte finden sich Kalifeldspäte in kleinen Spaltstücken und etwas häufiger Plagioklase mit 11—13% Anorthitgehalt, stark zersetzt und oft mit ausgezeichneten klastischen Erscheinungen. So ist ein Individuum quer zur Zwillingslamellierung viermal, ein anderes sogar 20 mal verworfen. Andere Individuen sind parallel der Lamellierung verschiefert. Die Spaltrisse der Plagioklase sind durch Quarz in den meisten Fällen ausgeheilt. Die Korngrösse dieser verworfenen Individuen beträgt 0,1—0,2 mm.

Die ohnehin spärlichen Glimmer mit einem Pleochroismus von hellgelb zu hellolivgrün sind in Strähnen in den intergranularen

Räumen des klastischen Quarzes angeordnet und zeigen vollständige Regelung. (0001) liegt parallel der Schieferung.

Als Nebengemengteil konnte Pyrit in tadellos kristallographisch umgrenzten Individuen festgestellt werden.

Der Mylonit vom Aelplistock: Der eigentliche Mylonit bildet eine ca. 2 cm dicke, planparallele Gesteinsplatte im Aufstiegscouloir. Mit unbewaffnetem Auge lassen sich darin neben Serizitschuppen überhaupt keine Mineralien feststellen.

Im Schliff zeigt sich ein vollständig verschiefertes Gestein, bestehend aus 0,005 bis 0,02 mm grossen Quarz- und Feldspatkörnern, parallel zur Schieferung angeordneten Glimmern mit n_α hellgrün, n_γ schmutzig graugrün. Ausnahmsweise treten gut porphyroblastische Feldspäte in ausgezogen lentikularer oder kugelig gerollter Gestalt auf.

Die selektive Orientierung der Quarzkörner ist ausserordentlich. Es ist nicht mehr möglich, sie am einzelnen Korn zu kontrollieren, wohl aber sehr gut im Gesamtbild. Liegt n_α Gips I parallel zur Schieferung, so ist das Gesichtsfeld gelb (Subtraktion), um 90° verstellt blau (Addition). Die Quarzkörner liegen mit ihrer optischen Achse in der Schieferungsebene.

III. Teil: Eigenschaften der Hauptgesteinsgemengteile und ihre Beziehungen zur Tektonik

Das petrographische Bild, welches uns heute vom Aarmassiv vermittelt wird, ist durch verschiedene Metamorphosen hindurchgegangen. Die meisten Mineralkomponenten sind nicht mehr in ihrer primären Ausbildung vorhanden, sondern sie sind umgewandelt. Die Umwandlungen stehen in engem Zusammenhang mit den gebirgsbildenden Vorgängen. Der Grad der Metamorphosen ist im Einzelnen recht verschieden, aber in allen graduellen Stufen treten doch immer wieder dieselben Erscheinungen der Umwandlungen auf.

Es soll im Folgenden der Versuch unternommen werden, die einzelnen Erscheinungen der Metamorphose soweit wie möglich mit den dafür verantwortlich zu machenden Vorgängen in Beziehung zu bringen. Dadurch gelangt man zu einer Abtrennung bestimmter Erscheinungen und letzten Endes zu einer Charakteristik der metamorphosierenden Vorgänge hinsichtlich der Art der Metamorphose.

In Bezug auf den alpinen orogenetischen Zyklus kann man die Gesteinsgemengteile einteilen in solche, die nachalpin gebildet worden sind, also abgesehen von der sekulären Verwitterung keine

nennenswerten Umwandlungen mehr erfahren haben, und solche, deren Bildung vor der alpinen Faltungsphase liegt, an denen also die Spuren der alpinen Metamorphose zu verfolgen sind. Dabei muss aber bemerkt werden, dass eigentliche nachalpine Mineralbildungen im Zentralgranit fehlen und unter Neubildungen alpine Rekristallisationen schon vorhandener Komponenten zu verstehen sind. An diesen Neubildungen sind daher nurmehr die Wirkungen des alpinen Orogens festzustellen, während bei voralpin gebildeten Mineralien eventuell Spuren hercynischer Metamorphosen oder sogar magmatische Veränderungen verfolgt werden können. Es bezeichnet daher „alt" alle diejenigen Umwandlungen, welche nicht durch das alpine Orogen verursacht wurden. Im Gegensatz dazu sind alle alpinen Veränderungen „jung". Diese Altersunterscheidung ist bloss an einigen Hauptgemengteilen durchführbar und auch hier mit verschiedener Sicherheit.

1. Die Kalifeldspäte

Kalifeldspat ist in allen Gesteinen des Zentralgranites wesentlicher Bestandteil mit Ausnahme der Lamprophyre.

Die beiden Modifikationen Orthoklas und Mikroklin sind meistens wechselnd perthitisch. Die Gitterung des Mikroklins ist sehr oft eine Phantomgitterung. Es hat sich gezeigt, dass dieselbe häufig zusammen mit undulöser, fleckiger Auslöschung auftritt. Sie setzt an fleckigen Partien des Individuums aus und ist oftmals in normal gebauten Kalifeldspäten auf einzelne Partien beschränkt. Da sich eine deutliche Zunahme von fleckiger Auslöschung und Phantomgitterung mit zunehmender alpiner Tektonisierung feststellen lässt, so wird es sich bei diesen Phänomenen um junge Bildungen handeln.

Die Perthitschnüre der Mikrokline stellen sich immer mehr oder weniger parallel der (001)-Ebene ein. Dasselbe ist bei den ungegitterten Kalifeldspäten der Fall. Die Perthitisierung ist dieselbe in wenig beanspruchten Gesteinen wie in extrem verruschelten Myloniten. Diese Entmischung ist also von der alpinen Metamorphose ganz unabhängig. Sie ist ein magmatisches Phänomen.

Daneben zeigen die Mikrokline besonders in den Aplitgranitporphyren noch intensive Serizitisierung. Die Serizitschuppen bevorzugen kristallographische Flächen. So ordnen sie sich besonders nach der (001)-Ebene an. Dass es sich dabei nicht um eine alpine Veränderung handeln kann, wird später dargetan werden.

Der ungegitterte Kalifeldspat fällt auf durch seine Frische. Kristallographisch leidlich gut umgrenzte Individuen sind keine

Seltenheit. Einschlüsse von Serizit sind in allen Individuen vorhanden und immer ungefähr gleichmässig über den ganzen Raum verteilt. Die Serizitisierung scheint mit zunehmender Azidität der Gesteine intensiver zu werden. So sind z. B. die Orthoklase der Aplitgänge und der Aplitgranitporphyrgänge besonders stark serizitisiert, während in den Graniten dieser Vorgang wesentlich weniger weit fortgeschritten ist. Diese Erscheinung, welche man vielleicht als Autometamorphose bezeichnen könnte, hängt jedenfalls mit der Anreicherung der leichtflüchtigen Bestandteile in den magmatischen Restschmelzen zusammen.

Die Einsprenglinge der Augengneise sind meist stark gegitterte Kalifeldspäte, immer stärker serizitisiert als diejenigen der Grundmasse. Dasselbe gilt für die Aplitgranitporphyre.

Die Kalifeldspäte zeigen aber in allen Gesteinen der Zentralgranite deutliche Spuren junger Kataklase. Diese gehen von fleckiger, welliger Auslöschung bis zur vollständigen Zertrümmerung. Merkwürdig erscheint immerhin, dass die Porphyroblasten der Mylonite meistens Kalifeldspäte sind, obschon die Plagioklase im Ausgangsmaterial der Menge nach vorherrschten. Innere Risse der Kalifeldspäte sind bei wenig tektonisierten Gesteinen immer mit Quarz ausgeheilt.

Die Kalifeldspäte haben, abgesehen von Kataklase, keine nennenswerte junge Veränderung erfahren. Die Serizitisierung ist eine voralpine, jedenfalls sogar magmatische Entmischung und teilweise eine Autometamorphose. Seither ist ihre stoffliche Zusammensetzung im wesentlichen unverändert geblieben.

2. Die Plagioklase

Von dieser Mischungsreihe sind im Zentralgranit und seinen Derivaten nur die sauren Glieder vertreten. Ca-freie Albite bis Andesine mit höchstens 30% Anorthit. Quantitativ herrschen sie gegenüber den Kalifeldspäten bedeutend vor. Albitzwillinge sind häufig, Periklinzwillinge seltener.

Der Zersetzungsgrad der Plagioklase ist so gross, dass selten gut bestimmbare Individuen zu finden sind. Die Zersetzungsprodukte, vorwiegend Epidot und Zoisit, sind häufig nach (010) und (001) im Kristall eingelagert, so dass im gewöhnlichen Licht der Feldspat parallel (100) geschnitten ein feines Gitter aufweist. Recht häufig sind die Plagioklase zonar gebaut. Ein äusserst frischer Hof mit etwas (1—3%) saurerem Charakter umschliesst einen stark zersetzten

Kern. Die Zwillingslamellierung wird durch den zonaren Bau meistens nicht beeinträchtigt. Der Kern zeigt hie und da schöne Myrmekitstruktur, welche sich aber nie in den Hof hinaus fortsetzt. Besonders in den Apliten treten neben stark zersetzten Plagioklasen häufig sehr gut erhaltene Individuen auf, deren Zusammensetzung fast unmerklich saurer ist als die der stark zersetzten Kristalle. Auch in den Aplitgranitporphyren kann diese Erscheinung beobachtet werden und im normalen Granit ist sie hie und da anzutreffen. Besonders instruktiv scheint aber das Vorkommen der Plagioklase in den Augengneisen zu sein. Hie und da ist in denselben zu beobachten, wie ein Plagioklas in einem Kalifeldspat als Einschluss auftritt. Der Plagioklas kann dabei zonar gebaut sein wie die übrigen Plagioklase. Er kann einen vollständig zersetzten Kern und einen beinahe einschlussfreien Hof haben, zeigt also gegenüber den andern Kalknatronfeldspäten absolut keine Unterschiede. Dabei kann der umschliessende Kalifeldspat gegittert oder ungegittert sein, er kann sogar undulös fleckige Auslöschung zeigen; alle diese Erscheinungen scheinen den Plagioklas überhaupt nicht zu beeinflussen.

Die Plagioklase zeigen zwei Generationen, eine ältere, ganz wenig basischere, sehr stark zersetzte, und eine jüngere, saurere, relativ gut erhaltene. Nun finden sich aber noch Spuren starker Kataklase vor, Querverwerfungen parallel der Basis, Verschuppungen und Verschieferungen längs dem seitlichen Pinakoid, Zeichen der jungen Mechanisierung.

Die Bildung der Plagioklase ist älter als die der Kalifeldspäte. Die erste Stufe ihrer Metamorphose bildet die Entmischung und Autometamorphose. Darauf folgt die Bildung der gut erhaltenen Individuen, resp. die Anlagerung der einschlussfreien Höfe. Auch diese zweite Stufe der Umwandlung ist magmatisch und hat sicher teilweise noch vor der Auskristallisation der Kalifeldspäte stattgefunden. Man könnte zwar noch die Annahme machen, dass die Bildung der frischen Höfe mit einer Umkristallisation des umschliessenden Stoffes im Zusammenhang stehe. Dann müsste sich aber eine bestimmte Gesetzmässigkeit ergeben, und eine solche konnte nicht festgestellt werden.

Nur die mechanischen Veränderungen der Plagioklase sind alpin. Die Ursachen früherer Metamorphosen sind nicht tektonisch, sondern diese Umwandlungen sind noch endomagmatisch und verlaufen zeitlich mit der Kristallisation, hervorgerufen durch die Veränderung der Restlösung. Es wäre sonst nicht einzusehen, weswegen sie den Kern bevorzugen.

3. Die Glimmer

Biotit hat durch die alpine Faltung wohl die stärkste Umwandlung erfahren. Er hat auch in schwach tektonisierten Gesteinen nie gute Eigengestalt. Am besten ist er in den Gesteinen der Resorptionsschollen ausgebildet. Daraus geht hervor, dass für den Grad seiner Erhaltung seine Umgebung von Wichtigkeit ist. Diese Gesteine bestehen oft auf grössere Distanzen fast ausschliesslich aus Biotit, so dass für die tektonische Veränderung der Zustand Biotit in Biotit beinahe realisiert war.

Ganz anders ist sein Verhalten in den Gesteinen, in denen er nur untergeordnet auftritt. Mit zunehmender Kataklase sind die Individuen parallel der Basis aufgeblättert, in dünne Lamellen zerrissen und am Rand zerfetzt und verbogen. Lokale Ausbleichungen sind häufig. Damit geht parallel eine Erzausscheidung am Rand und auf Spaltrissen. In mylonitisierten Gesteinen sind die Biotite häufig an ganz bestimmte, noch nicht rekristallisierte klastische Minerallagen gebunden oder sie bevorzugen die Umgebung grösserer Mineralkörner besonders in der Richtung der Schieferung. Daraus entsteht eine für stärker tektonisierte Gesteine des Aarmassivs typische porphyroklastische Struktur.

Es ist nicht möglich, an den Biotiten die Wirkungen verschiedener Metamorphosen zu isolieren, weil durch die alpine Umwandlung alle früheren Elemente zur vollständigen Unkenntlichkeit verwischt worden sind. Dagegen sind die Scherflächen der alpinen Bewegungen auch in leicht geschieferten Gesteinen oftmals an den Glimmerlagen direkt abzulesen. Winkel von über 15° zwischen Schieferungsebene und der Spur von (0001) sind schon eine Seltenheit. Viel häufiger fallen (0001) und die Schieferungsebene völlig zusammen.

Muskowit scheint als primärer Gesteinsgemengteil auf die Augengneise beschränkt zu sein. Er zeigt dort dieselben Eigenschaften in Bezug auf die Tektonik wie der Biotit.

Dagegen hat der helle Glimmer als feinschuppiger Serizit eine spezielle Bedeutung erlangt. Die Überzüge der alpinen Kluftflächen bestehen aus Serizit und Chlorit in einem wechselnden Gemisch. Der Chlorit scheint dabei die leukokraten, der Serizit die melanokraten Gesteinsvarietäten zu bevorzugen. Die Ursache zu diesem scheinbaren Widerspruch liegt in der Tatsache begründet, dass die chloritischen Überzüge auf den Kluftflächen saurer Gesteine hydrothermal entstanden sind, während die Serizitüberzüge, die sich vor-

wiegend auf dem alpinen Schieferungssystem befinden, wohl alpintektonischen Ursprungs sein dürften.

Interessant ist das Auftreten des Serizites in rekristallisierten Quarzmyloniten. Die meist schuppigen Individuen durchstreichen ganz ungehindert die rekristallisierten Quarzkörner, haben öfters gute Eigengestalt, sind vollständig der Schieferungsebene parallel angeordnet, so dass es sich um Neubildungen handeln muss.

4. Calcit

Calcit tritt als Gesteinsgemengteil nur im gabbroiden metamorphen Gestein der Grimselpasshöhe und in den Lamprophyren, besonders in den Kersantiten der Grimsel auf. Die äusserst stark korrodierten Plagioklase lassen eine Entstehung des Calcites aus diesen letzteren als wahrscheinlich vermuten. Dafür spricht auch die ganz unregelmässige äussere Gestalt der Calcitindividuen.

Es lässt sich an Hand mikroskopischer Beobachtungen nicht einwandfrei feststellen, ob die Calcitindividuen durch das alpine Orogen verändert, also voralpin gebildet worden sind; die relativ geringe klastische Veränderung würde eher für nachalpine Entstehung des Calcites sprechen, doch wäre bei der Beurteilung dieser Frage auch die hohe Translationsfähigkeit des Calcites zu berücksichtigen.

5. Siderit

Siderit ist als Gesteinskomponente auf ein einziges Vorkommnis im Aplitgranitporphyr westlich des früheren Grimselsees beschränkt. Struktur und abnormale Auslöschungen lassen die Bildung des Siderites als voralpin vermuten.

6. Der Quarz

Wohl am besten lassen sich klastische Phänomene am Quarz studieren. Seine grosse Starrheit setzt mechanischen Deformationen Eigenschaften gegenüber, wie sie den meisten anderen Mineralien abgehen. Einfache chemische und optische Konstitution begünstigen die Untersuchung in weitgehendem Masse. Ebenso die allgemeine Verbreitung und die schlechte Spaltbarkeit.

Gerade durch die gefügeanalytischen Studien ist dem mechanischen Verhalten des Quarzes vermehrtes Interesse geschenkt worden. Heute steht so viel fest, dass neben einer schlecht entwickelten Spaltbarkeit noch mindestens zwei Translationsmöglichkeiten vorhanden sind. Die Frage, ob es sich dabei um homogene oder ruptuelle Trans-

lationen handelt, steht noch aus. Die eine Translationsrichtung geht subparallel der Hauptzone des Quarzes und die andere subparallel der Basis oder einem sehr flachen Rhomboeder. Im schwach tektonisch veränderten Quarzkorn mit Spannungserscheinungen wird die eine Translationsrichtung dokumentiert durch die Richtung der Undulationsstreifen (subparallel n_γ) und die andere durch die Anlage der sog. Böhm'schen Streifung (subparallel n_α).

Schubnikow (Lit. 62) ist auf Grund experimenteller Untersuchungen zur Ansicht gelangt, dass die Spaltbarkeit des Quarzes nach einem Rhomboeder gehe. Zu ähnlichen Resultaten kommt E. Ambühl (Lit. 1) auf Grund von Beobachtungen von Gesteinsquarzen des Gotthardmassivs.

Es ist mir gelungen, an Hand von Schnitten genau parallel der optischen Achse des Quarzes eine Anzahl von Projektionen eines Rhomboederspaltungswinkels zu messen. Sie sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt. Dabei beziehen sich die Angaben auf den Rhomboederwinkel, der durch n_γ halbiert wird.

83° 84° 82° 80° 85° 81° 84° 81° 81° 87° 78° 82°
88° 84° 82° 82° 83° 84° 84° 84° 82° 81° 82° 83°.

Diese 24 Werte stammen von einem relikten Quarzindividuum. Das Korn ist optisch anomal undulös. Die Undulationsstreifen halbieren den kleineren (oben angegebenen) Winkel und verlaufen parallel n_γ. Der Schliff stammt aus einem schwach tektonisierten Quarzitgang von der neuen Grimselstrasse.

Ein anderes Individuum, ebenfalls aus einem tektonisierten Quarzitgang mit viel relikten Quarzen, ergab fünf Werte: 84°, 85°, 82°, 82°, 84°. Auch hier wird der kleinere Winkel durch die Undulationsstreifen und n_γ halbiert.

Infolge seiner grossen Sprödigkeit und seiner optischen Empfindlichkeit ist der Quarz in den Gesteinen des Zentralgranites selten in seiner ungestörten ursprünglichen Ausbildung erhalten. Die schwachen mechanischen Deformationen äussern sich in anomaler Doppelbrechung (undulöser Auslöschung und Zweiachsigkeit).

Es bilden sich im Quarzindividuum Teilräume aus, welche sich optisch beinahe normal verhalten, sich aber unter gekreuzten Nicols in geeigneter Stellung scharf voneinander abheben, ohne etwa durch Spaltrisse getrennt zu sein. Ihre Umgrenzung scheint spindelförmig, vielleicht rhomboidisch zu sein, und sie ordnen sich zu ähnlich auslöschenden Streifen zusammen, die parallel n_γ verlaufen. Ob diese Undulationsstreifen ein trigonales Subprisma darstellen, kann heute

noch nicht beantwortet werden. So viel scheint mir aber gesichert: Ist ein reliktes Überindividuum nur wenig schief zur optischen Achse geschnitten, so scheinen die ähnlich auslöschenden Teilräume hie und da typisch dreieckige Gestalt zu haben.

Stärkere Deformation führt zum Bruch, zur Zerscherung, ja zur völligen Zersplitterung der Quarzkörner. Die Struktur wird ein feines Mosaik mit unregelmässig, aber öfters scharfwinklig umgrenzten Elementen. Aber auch die kleinsten Splitterchen zeigen meist noch deutlich anomales optisches Verhalten. Etwas nach einer Richtung gestreckte Körnchen scheinen zu dominieren.

In den am stärksten deformierten Gesteinen, in den Granit- und Quarzmyloniten kommt neben dem feinen Sandquarz auch häufig Quarz in ausgezeichneter Pflasterstruktur vor. Individuen von über 0,2 mm Durchmesser sind entweder etwas langgestreckt und greifen dann lappig ineinander, oder sie bilden in mehr oder weniger isometrischer Umgrenzung ein grobkörniges Pflaster. Die einzelnen Körner sind beinahe einschlussfrei und optisch vollständig normal. Dieser Quarz ist alpin rekristallisiert, und seither nicht mehr verändert worden. B. Sander (Lit. 56) bezeichnet ein derartiges Quarzgefüge als „vorkristallin deformiert". Die Kristallisation hat nach der Deformation stattgefunden oder diese sicher überdauert. Es bildet dieses Verhalten wohl das beste Unterscheidungsmerkmal alter und junger Deformationen. Alle Gesteine, deren Quarze Rekristallisationserscheinungen zeigen, sind seit der alpinen Faltung nicht mehr verändert worden und die Hauptveränderung der Struktur der Quarze ist sicher jung. Dagegen ist die Bildung von Gesteinen mit klastischen Phänomenen inklusive Rekristallisation älter als die Kataklase, also voralpin. Ferner ist der Grad der Rekristallisationserscheinungen ein Masstab für die Intensität der Deformation.

„Vorkristallin deformierte" Gesteine sind im Zentralgranit eine ganz gewöhnliche Erscheinung. Monomineralische Quarzite rekristallisieren eher als „komplexe" Gefüge. Die meisten Aplite und alle tektonisierten Quarzite zeigen typische vorkristalline Deformation.

„Nachkristalline Deformation" zeigen alle Gesteine des Aarmassivs.

Selektive Orientierung der Quarzkörner (Regelung des Gefüges) können sowohl vor- wie nachkristallin deformierte Gefüge aufweisen. Dabei ist die Regelung bei vorkristallin deformierten Gefügen vollständig, bei nachkristallin deformierten partiell mit allen graduellen

Unterschieden bis zu den „isotropen" Gefügen, an denen sich statistisch keine Vorzugsorientierungen mehr nachweisen lassen.

Es wurden drei Beispiele alpiner Gefüge-Deformationen mit dem Universaldrehtisch nach Fedorow vermessen. Absichtlich wurden dazu verschiedene Gesteine mit verschiedenen „Gefügegenossen" und verschieden starker Kataklase gewählt.

Die Technik des Verfahrens findet sich bei W. Schmidt (Lit. 61) und B. Sander (Lit. 56).

Fig. 5
Gefügeeigenschaften eines Granitmylonites vom Räterichsboden.

Vorsichtshalber wurden je zwei Dünnschliffe hergestellt, einer annähernd horizontal (entsprechend dem steilen Einfallen der Schieferung) und der andere vertikal, beide normal zur Schieferungsebene. Es zeigte sich schon bei der petrographischen Durchsicht der Schliffe, dass der horizontale zur Fedorowanalyse nicht geeignet war, während im vertikal liegenden die Quarzkörner genügend tiefe Interferenzfarben aufwiesen.

Prof. Dr. B. Sander, Innsbruck, hatte die grosse Freundlichkeit, die Bezifferung der Diagramme vorzunehmen, wofür ich ihm meinen besten Dank aussprechen möchte.

Die Resultate der Vermessungen sind in den Figuren 5 bis 7 dargestellt. In der Terminologie von B. Sander (Lit. 56) bedeuten:

a Transportrichtung, Gleitgerade.
b Scherungsachse.
c Normale auf die ab-Ebene.

ab Hauptscherfläche (Hauptschieferungsebene).
ac Symmetrieebene des Transportes.
bc Normalebene auf ab und ac.

Übertragen auf die Vorstellung des Strainellipsoides von B. SANDER (Lit. 56), bedeutet A dessen grösste, C dessen kleinste und B dessen mittlere Achse.

Das Strainellipsoid hat für alle drei Projektionen dieselbe Lage. Die Richtung von A, (a) ist annähernd horizontal und streicht im Mittel um 50 herum, b liegt in einer annähernd vertikalgelegenen Ebene (140) und fällt mit ca. 70° nach S, c liegt in derselben Vertikal-

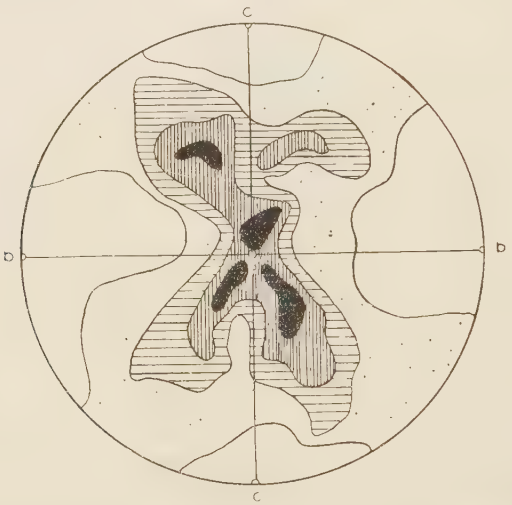

Fig. 6
Gefügeeigenschaften eines Aplitgranitporphyrs von der Grimsel.

ebene, steht normal auf b, fällt also mit ca. 20° nach N. Damit sind auch die Hauptschnittebenen des Strainellipsoides festgelegt: ab hat die Lage 50, 70 S, ac 50, 20 N und bc 140, 90. Die Fehlergrenzen dieser Festlegung betragen weniger als $\pm 10°$.

Das Gestein der Projektion in Fig. 5 ist der Mylonit vom Räterichsboden (vergl. Dislokationstektonik).

Die Einregelung der Quarzindividuen nach den Hauptbewegungsflächen ist vollständig. Alle Quarzlagen gruppieren sich um das Maximum in a. Das Gefüge ist typisch vorkristallin deformiert. Von Quarzachsen besetzt ist im wesentlichen nur die ac-Ebene. Das Gefügebild ist zu dieser „quasisymmetrisch".

W. SCHMIDT (Lit. 61) hat schon 1925 theoretisch gefordert, dass bei der Einregelung der optischen Achse des Quarzes in die Gleit-

gerade der Bewegung eine Einregelung, also eine Translation (homogen oder ruptuell) nach der Prismenzone des Quarzes vorhanden sein müsse. Diese Forderung ist 1930 durch B. Sander und G. Sachs röntgenographisch bestätigt worden. Dabei musste es vorderhand offen bleiben, um welche Fläche der Prismenzone es sich dabei handelt. Diese Art der Einregelung ist für den Zentralgranit die weitaus vorherrschende.

Fig. 6 ist die Projektion der Quarzlagen aus dem südlichsten Aplitgranitporphyrgang, südlich der früheren Grimselseen.

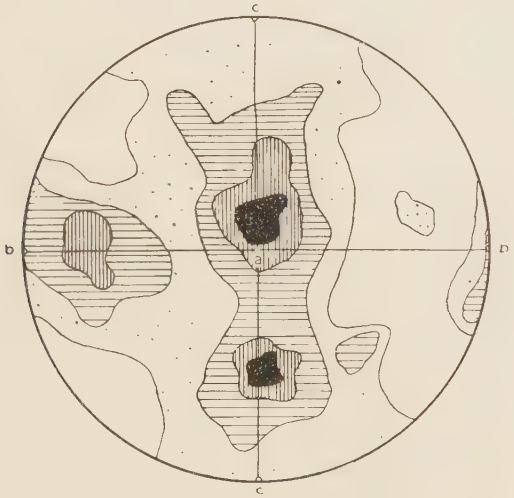

Fig. 7
Gefügeeigenschaften des Augengneises der Spitallamm.

Das Gefüge zeigt neben vorkristallin deformierten Individuen auch häufig nachkristallin deformierte. Wesentlich ist der Unterschied zu Fig. 5, dass es sich hier nicht mehr um ein im wesentlichen aus einer Kornart bestehendes Gefüge handelt, sondern Quarz und andere Gesteinskomponenten halten einander ungefähr das Gleichgewicht.

Die Quarzachsen gruppieren sich um die Gleitgerade und zur Symmetrieebene des Transportes ac in einer Anordnung mit „quasirhombischer Symmetrie".

Die Projektion Fig. 7 stammt aus einem Augengneis von der Spitallamm. Der Quarz hat hier als Gemengteil schon beinahe untergeordnete Bedeutung. Feldspäte und Glimmer wiegen der Menge nach bedeutend vor. Der Quarz ist als integrierender Bestandteil in der mehr oder weniger feinkörnigen „Grundmasse" dieses porphy-

rischen Gesteins vorhanden, und daneben ist er oft in linsenförmigen Aggregaten, Quarzaugen, angehäuft.

Relikte sind die Regel, Neubildungen die Ausnahme. Das Gefüge ist fast typisch „nachkristallin deformiert". Relativ wenig verändert scheinen die Quarzindividuen der linsen- und nesterförmigen Aggregate zu sein. Diese wurden bei der Vermessung miteinbezogen. Es zeigt sich nun, dass neben der Hauptgruppierung der Quarzachsen um die alpine Gleitgerade a eine Anhäufung der Individuen in der Umgebung von c stattgefunden hat. Dafür sind in erster Linie die grossen relikten Individuen der Linsenaggregate verantwortlich zu machen. Die Frage, ob die Einregelung dieser relikten Individuen mit einer frühern tektonischen Phase im Zusammenhang steht, kann aus der Projektion nicht ohne weiteres beantwortet werden. Jedenfalls würde dieses Gestein das einzige der auf Gefügeeigenschaften untersuchten darstellen, an welchem sich voralpine Orientierungen noch nachweisen liessen, und der Winkel zwischen der alpinen Gleitgeraden und einer diesem Maximum entsprechenden voralpinen Gleitgeraden würde mit der Richtung der aus den Kluftdiagrammen ermittelten voralpinen nachgranitischen Phase in gutem Einklang stehen. Fraglich bleibt das Maximum bei b.

Zu den Gefügediagrammen wurden vermessen:

Proj. Fig. 5: 306 Quarze.
Proj. Fig. 6: 250 Quarze.
Proj. Fig. 7: 209 Quarze.

Dazu ist zu bemerken, dass sich bei stark deformierten Gesteinen die wesentlichen Züge des Diagramms schon bei 80 bis 100 Messungen dartun (vergl. Schmidt, Lit. 61).

IV. Teil: Beziehungen zwischen den einzelnen tektonischen Phasen

Durch die Existenz der Carbonmulden und der vielfach verfalteten Schieferhüllen der granitischen Massive ist man zur Postulation eines „hercynischen Orogens" im Alpengebirge gezwungen. J. Königsberger (Lit. 40) gliedert das ganze Orogen in eine erste und eine zweite hercynische Faltung, und er bringt damit in Zusammenhang die Intrusion der aarmassivischen Orthogesteine. Die Intrusion des Zentralgranites als letzte soll nach der zweiten hercynischen Faltung stattgefunden haben. Dabei müsste also der Zentralgranit im wesentlichen nur durch die alpine Faltung beeinflusst worden sein. Das ist nun nicht der Fall.

Abgesehen von dem Ausschlag, welcher der Alpenfaltung zuzuschreiben ist, zeigen die Kluftdiagramme folgende Maxima:

Südliche Granitfacies (Grimsel): 70; 160, 145, 180; 100—105, 85, 115.

Normaler Zentralgranit (Gelmer): 60; 145, 135, 160—165; 20, 110.

Die Altersbestimmung lässt sich, ganz abgesehen von der Ausbildung der Klüfte, durch die Eruptivgänge einwandfrei durchführen:

Parallel zum System 70 (Grimsel) resp. 60 (Gelmer) verlaufen die Resorptionszüge und die Aplitgranitporphyrgänge, das gabbroide Gestein, die Schlierung und die Faserung des Granites. Im normalen Granit fehlen Aplitgranitporphyrgänge, und der Verlauf der Resorption am Nordkontakt ist unmessbar, so dass für die Parallelisation nur eine Schliere und die Paralleltextur in Betracht kommen.

Zweifellos bedeuten die Resorptionen die ältesten tektonischen Elemente überhaupt (vergl. Lit .38); den Aplitgranitporphyrgängen und dem gabbroiden Gestein muss unter den Differentiationsprodukten ebenfalls das grösste Alter eingeräumt werden. 70 (Grimsel) resp. 60 (Gelmer) ist somit die älteste tektonische Richtung im Zentralgranit und stellt die Längsrichtung der magmatischen Intrusion dar. Die nach dieser Richtung verlaufenden Klüfte sind das magmatische Scherflächensystem.

Normal dazu muss das System der Kontraktionsrisse verlaufen, weil die Längsrichtung des Intrusivkörpers zugleich die Richtung der kleinsten Spannung darstellt. Die Kluftflächen der Systeme 160 (Gr.) und 145 (Gl.) sind oftmals äusserst plan und ändern ihre Lage auf 50 und mehr Meter absolut nicht. Der Granit scheint an ihnen seit seiner Bildung getrennt zu sein. Es kann sich bei diesen Kluftflächen nicht um dislokationstektonische Bildungen handeln; denn sonst müssten Bewegungsspuren an ihnen nachzuweisen sein. Das ist nicht der Fall. Besondere Bedeutung kommt diesem Kluftsystem zu als Träger der hydrothermalen Kluftmineralien.

Erwähnenswert für die Altersbestimmung der Kontraktionsspalten ist das Eindringen von Aplitapophysen und eines Quarzitganges.

Zeitlich ebenfalls noch in die Phase der magmatischen Tätigkeit fällt die Bildung des Systems 100—105 (Gr.) und 110 (Gl.). Das vollständige Fehlen eines Systems normal dazu (für die südliche Granitfacies) und die Existenz eines prägnanten Mohr'schen Doppelsystems für beide Darstellungen machen die Vermutung naheliegend, dass die Entstehung dieses Systems tektonisch sei. Die einzelnen

Klüfte unterscheiden sich in ihrer Ausbildung von denen des alpinen Orogens nicht. Es existieren sogar Mylonite und Ruschelzonen in diesem System, so besonders der Mylonit an der Ostflanke des Juchlistockes.

Das Alter dieses Systems wird charakterisiert durch das Auftreten der Lamprophyrgänge. Alle vermessenen Lamprophyre sind an das System 100 bis 110 gebunden. Auch die wenigen Aplitgänge verlaufen mit einer Ausnahme in diesem System. Sogar die Quarzitgänge sind in ihrer Streichrichtung an dieses System gebunden. Von den 49 vermessenen Quarzitgängen liegen 47 innerhalb der Streichrichtungen 80 bis 125, einer hat eine Streichrichtung von 162 und einer eine solche von 68.

Die Bildung dieses Systems ist jünger als die magmatische Hauptintrusion, aber älter als die Injektion der späteren magmatischen Spaltungsprodukte. Die Entstehung des einfassenden Mohrschen Scherflächenkomplexes scheint um einen kleinen Zeitbetrag jünger zu sein als diejenige des dazugehörigen Hauptsystems, die Quarzitgänge haben bei ihrer Injektion auch das Mohr'sche Scherflächensystem als Bahnen benutzt.

Mit dem Auftreten der Quarzitgänge steht im engsten Zusammenhang die Frage nach ihrem Alter und ihrer Entstehung. Die allgemein gültige Auffassung ist die, dass für Aplitgranitporphyre, Lamprophyre und Aplite ein genetischer Zusammenhang mit der magmatischen Aktivität des Hauptgesteins bestehe, dass aber für die Bildung der Quarzitgänge ein derartiger Zusammenhang nicht notwendig sei.

Ein vermehrtes Interesse haben die Gangbildungen des Mont-Blanc-Massives durch die Arbeiten von Corbin und Oulianoff (Lit. 21—25) erfahren. Die etwas diskordantere Lagerung der Quarzite, ihre meist geringe Mächtigkeit und der oftmals unregelmässige Verlauf ihrer Begrenzungen gegen den Granit hin gaben diesen beiden Autoren Veranlassung, die Bildung der „filons des roches éruptives" und diejenige der „filons de quartz" zwei verschiedenen tektonischen Phasen zuzuschreiben. „Les deux séries de filons appartiennent donc à deux stades différents de plissement."

Für das zentrale Aarmassiv ist aber die Tatsache massgebend, dass Quarzitgänge im alpinen Schieferungssystem nie beobachtet werden konnten.

Die Untersuchung der Gemengteile der Quarzite ergibt: Der Quarz tritt in den Quarziten in drei verschiedenen Ausbildungen auf, als mehr oder weniger isometrisch oder elliptisch umgrenzte Indi-

viduen in Pflasterstruktur, als grosse, gut verwachsene Körner mit optischen Anomalien und als feiner Sandquarz.

Alle drei Ausbildungsarten sind Produkte junger, alpiner Kataklase, übergehend von schwach nachkristalliner bis zu stark vorkristalliner Deformation.

Die Bildung der alpinen Quarzitgänge ist also alt und bildet den Abschluss der Intrusivtätigkeit des zentralgranitischen Magmas. Sie folgt zeitlich auf die Injektion der Lamprophyrgänge und der Aplitgänge.

Es muss aber ausdrücklich festgestellt werden, dass die obigen tektonischen Erörterungen nicht übertragbar sind auf die grobkristallinen Quarzausscheidungen der „Mineralklüfte", d. h. der Kristallhöhlen des Horizontalsystems.

Bei der tertiären Alpenfaltung fanden sich in der südlichen Randfacies des Zentralgranites an tektonischen Elementen bereits vor:

1. Das Längssystem der Intrusion 70 mit der parallel verlaufenden Faserung resp. Paralleltextur, den Resorptionszonen und den Porphyrgängen.

2. Das Kontraktionssystem 160, leer.

3. Ein System, wahrscheinlich dislokationstektonischen Ursprungs, mit den Lamprophyr-, Aplit- und Quarzitgängen 100—105, mit seinen Mohr'schen Komponenten 85 und 115.

Die alpine Faltungsphase schuf die Elemente 40—60 mit einem stark ausgeprägten Häufigkeitsmaximum bei 50.

Keine der früher vorhandenen Richtungen geht der alpinen parallel, oder steht normal dazu. Daher ist die Veränderung der voralpinen Elemente relativ gering und ihre Erhaltung gut. Einzig das magmatische Längssystem weist Spuren neuer Verschiebungen auf, seine Divergenz zur alpinen Hauptscherfläche beträgt nur 20°.

Von grundlegender Bedeutung aber ist das Verhalten der Ausfüllungen des Systems 100—105 (ich nenne es das System der hercynischen Endphase) für die alpine Tektonik. An vier verschiedenen Stellen konnten Gangverwerfungen beobachtet werden, die gemäss ihrer Bedeutung etwas näher geschildert werden müssen.

1. Westlich des Grimselhospizes am Bahneinschnitt unterhalb des Kessiturms ist folgendes Profil aufgeschlossen: Der Augengneis geht in einen Granitmylonit über, an welchen sich südlich der südlichste Resorptionszug anschliesst. Dann folgt weiter nördlich der mittlere Aplitgranitporphyrgang. Die Resorptionsscholle ist lokal stark verquarzt und wird von einem 60 cm mächtigen Quarzitgang durchschnitten, dessen Lage 104; 74 S beträgt. Dieser ist auf eine

Länge von ca. 12 m zu beobachten und wird durchsetzt von sechs alpinen Schieferungsklüften in Abständen von $^1/_2$, 2, 2, 1, 1 m. An jeder solchen Kluft ist der Gang so verworfen, dass der Ostflügel gegen den Westflügel um die halbe bis die ganze Gangbreite nach N vorgeschoben ist. Die Gesamtlänge des verworfenen Gangstückes beträgt 6,5 m, und die Sprungweite des östlichen gegenüber dem westlichen Gangteile in der Normalen zum Gange gemessen beträgt ziemlich genau 2 m nach N. Das Verhältnis zwischen Transversalverschiebung und Länge beträgt nicht ganz 1 : 3.

2. Südlich des Grimselsees durchzieht ein Quarzitgang von 30 cm Mächtigkeit den Granit mit einer Streichrichtung von 85. Das Fallen

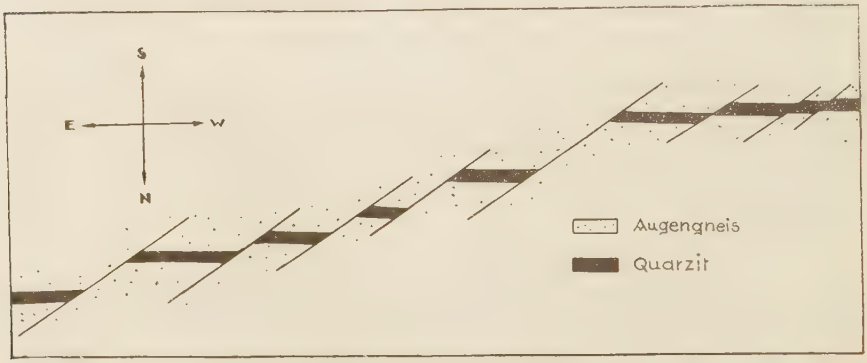

Fig. 8
Gangverwerfungen an einem Quarzitgang an der Grimselstrasse. (Etwas schematisiert.) Masstab ca. 1 : 400.

ist unmessbar. Zwei ruschelige Klüfte, 56 streichend, durchsetzen ihn in einer Länge von höchstens 1 m. Der Normalsprung nach N des mittleren Gangteilstückes gegen das westliche Hauptstück misst etwas über 10 cm, derjenige des östlichen Hauptstückes gegen das mittlere Teilstück ungefähr 20 cm. Der Gesamtsprung beträgt also ziemlich genau die ganze Gangbreite von 30 cm, und das Verhältnis von Transversalverschiebung zu Länge verhält sich ungefähr wie 1 : 3.

Wohl das schönste Beispiel einer Gangverwerfung im Grimselgebiet findet sich an der Grimselstrasse südlich der früheren Grimselseen etwas überhalb der Abzweigung der alten Strasse bei der sog. „Wendeplatte". Ein Quarzitgang von 40 cm Mächtigkeit durchsetzt hier den Augengneis in einer Lage von 93; 66 S. Das alpine Schieferungssystem verläuft 53; 68 S. Achtmal hintereinander ist der Quarzitgang an diesem System im jeweils östlicheren Teil nach N verschoben und zwar mit folgenden Werten: 10 cm, 40 cm, 50 cm, 4 m,

2 m, 1 m, 1 m, 2 m. Die Gesamtlänge des sichtbaren verworfenen Stückes beträgt etwas über 20 m, und der Normalsprung zwischen den beiden Endstücken 11 m. Das Verhältnis von Transversalverschiebung zu Ganglänge beträgt ca. 1:2. (Fig. 8.)

Die Frage, ob es sich bei dieser ganz bedeutenden Ost-West-Verstellung des Granites nur um eine Projektion der Verschuppung des Granites handelt, muss verneint werden; denn sonst müsste dieselbe so stattgefunden haben, dass das jeweils nördlichere Paket höher gepresst worden wäre als das südlichere, und diese Auffassung steht mit der Anschauung über die Bildung der helvetischen Decken im Widerspruch.

4. Ein weiteres Vorkommen einer Gangverwerfung befindet sich im Lamprophyrgang zwischen Grätlisee und Höhhorngrat. Der Doppelgang hat folgendes Profil: Auf Augengneis folgen ca. 6 m Lamprophyr, dann mächtige Augengneisschollen, wieder Lamprophyr ca. 4 m, und dann wieder Augengneis (vgl. Fig. 4). Der Gang hat eine Lage von 96; 70 S. Oben auf der Schulter, am Fuss des Höhhorngrates, ist er an einer alpin (56) verlaufenden Rinne so verworfen, dass der Westflügel gegen den Ostflügel einen Sprung nach N von ca. 6 m aufweist.

Ob es sich hier wirklich um die Projektion einer Verschuppung handelt, kann infolge der starken Schuttbedeckung nicht beantwortet werden, doch durchziehen weiter westlich einige schmale Mylonitzonen den Augengneis.

Etwas verwickelter gestaltet sich das Verhältnis der verschiedenen tektonischen Phasen für das Gebiet des normalen Granites (Gelmer). Die alpine Tektonik dominiert hier derart, dass eine Deutung früherer Phasen im wesentlichen auf untergeordneten Tatsachen basieren muss.

Die Verteilungskurve zeigt einen Ausschlag bei 60—65, wohl zum Zeichen der Intrusionstektonik. Das Maximum 145 bedeutet das Kontraktionssystem mit den Mohr'schen Flächen 135 und 160—165. Alle vermessenen Quarzitgänge verlaufen parallel dem System 110, mit den beiden Nebenkomponenten, so dass es den Namen der hercynischen Endphase vollauf verdient. Jedenfalls muss ihr auch das Maximum bei 20 zugeordnet werden, wenn es sich dabei nicht um eine ganz untergeordnete alpine Scherfläche handelt.

In Folge des verschiedenen Verlaufes des Nordkontaktes waren die Verhältnisse vor der alpinen Faltung etwas andere als in der südlichen Randzone.

Die Lage des magmatischen Längssystems fiel mit der alpinen Hauptscherfläche beinahe zusammen, daher ist dieses in der alpinen Schieferung fast aufgegangen. Die Mohr'sche Fläche 135 stand annähernd normal zur alpinen Schieferung und wurde zu einer ganz ausserordentlichen Entwicklung gebracht, da sie ja mit der herrschenden Spannung nahezu in einer Ebene stand.

Gangverwerfungen haben sich im normalen Granit nicht auffinden lassen.

Erwähnenswert ist das Vorkommen einer Rutschstreifung auf einer relativ ebenen Kluft 120; 78 S, südlich der Gelmersperre. Die Kluft ist aufgeschlossen auf einer Fläche von ca. 40 m² und weist auf der ganzen Fläche eine Streifung 40° nach S einfallend auf.

EINIGE BEMERKUNGEN ÜBER KLUFTMINERALIEN

Die alpinen Kluftmineralien haben in der umfassenden Arbeit von J. Königsberger (Lit. 39) eine ausgedehnte Behandlung erfahren. Es wird dort für die senkrecht zur Schieferung und senkrecht zur Querlüftung des Gesteins verlaufenden „Mineralklüfte" ein höheres Alter postuliert, als für die nicht mineralführenden Klüfte. Das mag zutreffen, solange es sich bei den leeren Klüften um Bildungen der alpinen Schieferung handelt.

Aus der obigen Definition für den Verlauf der „Mineralklüfte" geht hervor, dass es sich in einem ungestörten Pluton um die magmatektonische Lagerung handeln müsste. Da aber im Zentralgranit die magmatektonische Streckung und die alpine Schieferung um höchstens 20° divergieren, so ist anzunehmen, dass diese Differenz Königsberger bei der Aufstellung seiner Mineralkluftlage entgangen ist. Dazu ist noch beizufügen, dass die Fallwinkel der alpinen Schieferung und der magmatischen Streckung um keine 10° differieren, so dass Orthogonalebenen auf die eine oder die andere geologisch wohl nicht mehr zu trennen wären. Damit wird aber die tektonische Stellung der Mineralklüfte im Sinne von Königsberger unsicher. Es ist auf Grund der Tektonik nicht möglich, sie dem alpinen Orogen zuzuordnen, weil ja seine Wirkungen im südlichen Teil einzig in der Schieferung, im normalen Granit neben dieser nur noch in der Ausbildung des Quersystems nachweisbar sind. Es besteht wohl aus Analogien ungestörter Massive kein Zweifel, dass eine Lagerungsklüftung im Zentralgranit schon vor der Alpenfaltung bestanden haben muss, und nur um diese könnte es sich bei den „Mineralklüften" Königsbergers handeln.

Wie weit die Lagerungsklüfte durch die alpine Phase verändert worden sind, lässt sich nicht beurteilen. Die Verschuppung lässt deutlich erkennen, dass die alpinen Bewegungskomponenten nach N ganz beträchtlich über die Horizontale erhoben waren (Rutschstreifen auf 120 mit einer Neigung von 40° zur Horizontalen). Das erklärt die Tatsache, dass sich Mineralklüfte nur im Horizontalsystem (Lagerung) bilden konnten, oder, wenn ihre Bildung voralpin ist, dass sie hier erhalten geblieben sind, weil dieses System im wesentlichen nur den Überlagerungsdruck auszuhalten hatte.

Unter den aufgefundenen Kluftmineralien verdienen nur fünf erwähnt zu werden, welche neben der von J. KÖNIGSBERGER beschriebenen Paragenese ein Auftreten zeigen, das die Bezeichnung „Kluftmineral" in erster Linie verdient, worauf aber die Definition KÖNIGSBERGERS nicht anwendbar ist.

1. Der Chlorit: Das Auftreten des Chlorites ist verschiedenartig. Sowohl als Gesteinsgemengteil als auch als Kluftmineral ist er häufig. Neben der von KÖNIGSBERGER erwähnten Paragenese mit Quarz und Adular, entstanden durch Absinken der in der Lösung suspendierten Teilchen, ist ein Anflug in bestimmten Klüften von Interesse. Die magmatischen Kontraktionsklüfte sind etwa zu 30 % chloritführend und zwar so, dass das Gestein auf der Kluftfläche keine nachweisbaren Spuren von Zersetzung aufweist. Dieses Auftreten des Chlorites kann nicht als Sekretionsprodukt gedeutet werden; denn sonst wäre wohl keine Veranlassung dazu vorhanden, dass er nur auf einem ganz bestimmten System auftritt, und dessen Flächen oftmals auf viele Quadratmeter Ausdehnung vollständig überdeckt. Besonders die schlierigen Aplite und der normale Granit sind an diesem Chloritvorkommen reich, Gesteine mit wenig femischen Bestandteilen, aus denen ein sekretionärer Chlorit doch wohl sein Material bezogen haben müsste.

2. Der Pyrit: Als Kluftmineral ist Pyrit ebenfalls an das Quersystem gebunden. Sein Auftreten scheint auf die Klüfte der Aplite beschränkt zu sein. Der Habitus ist hexaedrisch mit der (00$\bar{1}$)-Fläche als Aufwachsungsfläche. Gut ausgebildete Kristalle fanden sich im Aplit an der Umbiegung der alten Grimselstrasse westlich des Nollens, im westlichen Teil des Fundamentes der Staumauer Seeuferegg und an der Grimselstrasse im Sommerloch. Doch scheint der Pyrit auch in guten Kristallen mitten im Aplit aufzutreten, was eine derartige Stufe von der Seeuferegg beweist. Als Gesteinsgemengteil kann der Pyrit auch jung gebildet worden sein.

3. Der Siderit: Eisenspat ist als Kluftmineral in den Aplitgranitporphyren hie und da anzutreffen. In einem Aufschluss westlich des früheren Grimselsees befinden sich sechs Klüfte mit Füllungen von Siderit. Vier davon sind noch vollständig frisch, zwei teilweise limonitisiert. Diese sechs Querklüfte verteilen sich über 100 m im Gang. Ihre Streichrichtungen verlaufen zwischen 160 als Minimum und 168 als Maximum. Die Siderit führenden Klüfte werden auf beiden Seiten begleitet von einem bis 2 cm breiten Salband, in welchem sich der Mineralbestand des Aplitgranitporphyrs nicht geändert hat, in welchem aber Siderit als Gemengteil gelegentlich auftritt.

4. Der Galenit: Das Auftreten des hier zu beschreibenden Bleiglanzes ist an die Siderit führenden Klüfte des Aplitgranitporphyres gebunden. Die Hexaeder des Galenites liegen mit der $(00\bar{1})$-Fläche auf der Kluftfläche auf. Die Kristallisation des Bleiglanzes hat die des Siderites überdauert und hat auch früher angefangen. Die Galenithexaeder setzen an der Kluftfläche an und stehen über den Sideritüberzug vor.

5. Der Molybdänit: Dieses typisch primäre Mineral ist in seinem Auftreten ebenfalls auf ein einziges Kluftsystem beschränkt. Messungen dieses Systems von Prof. Hugi ergaben N 20—40 W. Kontrollmessungen lieferten Werte von 152, 146. Die in die hier angewandte Darstellung übertragenen Werte von Prof. Hugi mit 140—160 stimmen mit den gemessenen und der Richtung des Kontraktionssystems völlig überein.

Alle die oben besprochenen Mineralien befinden sich auf primärer Lagerstätte und ihre Entstehung liegt in der pneumatolytisch-hydrothermalen Tätigkeit des zentralgranitischen Magmas.

EINIGE RADIOAKTIVITÄTSMESSUNGEN AN TEKTONISCHEN KLÜFTEN

Von H. Hirschi wurde die Beobachtung gemacht, dass sich der Gehalt an radioaktiven Stoffen in den Gesteinen des Aarmassivs auf Spalten und Klüften anreichert. Eine von ihm 1927 vorgenommene Messung ergab den überraschend hohen Wert von $4{,}45 \cdot 10^{-6}$ ESE pro cm^2. Die Messungen an Gesteinspulvern nach der von H. Hirschi (Lit. 32) vorgeschlagenen Methode ergaben Werte zwischen 0,1 und ca. $1{,}0 \cdot 10^{-6}$ ESE pro cm^2. Es ergab sich also eine ca. fünffache Konzentration der Aktivität auf den Kluftflächen.

Dadurch wurde ich veranlasst, einige tektonische Klüfte auf ihre Aktivität hin zu untersuchen. Es geschah dies an Hand von 16 Handstücken, an welchen eine tektonische Richtung bestimmt worden war.

Die Messtechnik war dabei die folgende:

In einem Blattelektrometer nach Hirschi mit einer Kapazität von 6 cm und einer Empfindlichkeit von 0,74 Volt Skalenteil, mit einer Ionisationskammer von 1 Liter wurden vorerst zur Orientierung Aktivitätsmessungen am blossen Handstück vorgenommen. Die natürliche Zerstreuung des Instrumentes blieb dabei innerhalb 5 –7 Volt/Stunde konstant. Dabei zeigte es sich, welche Gesteine eine besonders aktive Oberfläche besassen.

Diese Handstücke wurden in eine emanationsdichte Verpackung von Stanniol und Paraffin gebracht, und aus dieser ein Fenster von bekannter Grösse ausgeschnitten und gegen die Kluftfläche hin mit Paraffin gedichtet. Diese Art der Verpackung ist auch dicht gegen α-Strahlen. Hierauf wurden die Aktivitäten dieser bekannten Kluftflächenstücke bestimmt und auf 1 cm² umgerechnet.

Als Vergleichspräparat diente reines U_3O_8. Seine theoretische Aktivität beträgt $1729 \cdot 10^{-6}$ ESE pro cm². Da mit den relativ geringen Spannungen von 200 bis 300 Volt nicht alle gebildeten Ionen zur Stromleitung herangezogen werden können, sondern ein Teil durch Rekombination verloren geht, so waren die gefundenen Aktivitäten des U_3O_8 etwas unter dem theoretischen Wert. H. Hirschi fand $1510 \cdot 10^{-6}$ ESE pro cm² = 87,35 %, und meine Messungen ergaben $1491 \cdot 10^{-6}$ ESE pro cm², was einer Ausnützung der gebildeten Ionen von 86,25 % entsprechen würde. Der Faktor, mit dem die folgenden Messungen multipliziert werden sollten, beträgt 1,16.

Die Messungen verteilen sich wie folgt auf folgende Gesteine: 2 Granite, 2 Augengneise, 4 Aplitgranitporphyre, 2 Aplite, 2 Lamprophyre, 2 Granitmylonite, 1 rekristallisierter Quarzit und 1 Resorptionsscholle. Die Streichrichtungen der betrachteten Flächen schwanken zwischen 42 und 170.

Die Grösse der gemessenen aktiven Flächen schwankt zwischen 42,3 und 5,0 cm². Eine Ausnahme machte das von Prof. Hugi gesammelte Granitstück mit den Molybdänitkristallen der Sammlung des mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Bern, welches in Folge seiner Grösse nicht eingebettet werden konnte, dessen Aktivität also am Gesamtstück bestimmt wurde. Diese Messung hat selbstverständlich nur den Wert einer Orientierung. Bei diesem Stück betrug die strahlende Fläche ungefähr 175 cm², Elektrodenabstand 5 cm.

Sonst betrug der Elektrodenabstand zwischen 2 und 3 cm.

Die Resultate der Messungen sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Gestein	Fläche cm^2	Dist. cm	Lage	Akt. 10^{-6} ESE pro cm^2	Akt. v. 67 cm^2 Gest. Pulver 10^{-6} ESE pro cm^2
U_3O_8	0,124	2,0	—	1491	-
Gr. Myl.	5,3	3,0	42 ; 65 S	0,93	
Auggn.	—	—	59 ; 81 S	gering	—
Lampr.	15,0	2,0	60 : 70 S	0,56	
Apl. Gr. Porph.	5,0	2,5	62 ; 74 S	6,50	0,435
Gr. Myl.	8,2	3,0	62 ; 85 S	0,25 *	—
Apl. Gr. Porph.	42,3	3,0	70 ; 74 S	3,36	0,429
Apl. Gr. Porph.	20,0	2,5	71 ; 68 S	0,91 *	—
Resrp.	—	—	80 ; 58 S	gering *	—
Aplit	11,25	2,0	90 ; 70 S	3,47	0,287
Apl. Gr. Porph.	13,0	2,0	93 ; 90	2,99	0,393
Rekr. Qz.	—	—	105 ; 85 S	gering	—
Lampr.	—	—	114 ; 66 S	gering	—
Gr. MoS_2	(175)	(5)	152 ; 70 S	(0,52)	—
Auggn.	—	—	165 ; 70 S	gering	—
Granit	—	—	168 ; 70 S	gering	—
Aplit	—	—	170 ; 90	gering	—

Die Aktivität der Kluftflächen schwankt zwischen normaler Gesteinsaktivität und dem 15 fachen Wert der Aktivität des zugehörigen Gesteinspulvers. Die obige Messreihe ist nach steigender Zahl der Streichrichtungen angeordnet. Es zeigt sich Folgendes:

Alle abnormal hohen Werte liegen zwischen 62 und 93. Es dürfte wohl die Annahme gemacht werden, dass die voralpinen Kluftsysteme, mit Ausnahme des magmatischen Kontraktionssystems, besonders aktiv seien. Interessant ist die Anreicherung der Aktivität im Längssystem der Aplitgranitporphyre. Die mit * bezeichneten Gesteine sind ein Mylonit, eine Resorption, und die Kluftfläche des Aplitgranitporphyrs ist alpin relativ stark verruschelt und chloritisiert, so dass sie wohl nicht mehr ihre ursprüngliche Aktivität aufweist.

Alpintektonische Klüfte und Mylonite zeigen auf ihren Flächen beinahe normale Gesteinsaktivität. Lamprophyre sind arm.

Aber besonders erwähnenswert ist die Armut des magmatischen Kontraktionssystems. Diese ist in allen gemessenen Gesteinen vorhanden, und daher jedenfalls nicht nur vorgetäuscht. Auch die mit den Kluftmineralien Chlorit und Molybdänglanz überzogenen Klüfte zeigen geringe Aktivität.

Das Messmaterial erlaubt in Folge seines beschränkten Umfanges keine weiteren Schlussfolgerungen, dagegen scheint es nicht ausgeschlossen, mit Hilfe von Radioaktivitätsmessungen auf Klüften tektonisch-analytisch verwertbare Resultate zu erzielen.

V. Teil: Morphologie und ihre Beziehungen zur Tektonik

Die Erscheinungsform einer Landesoberfläche ist hauptsächlich abhängig von ihrer Erhebung über den Meeresspiegel, ihrem Gesteinscharakter und vom Klima.

Von diesen drei morphologischen Hauptfaktoren wird bloss der zweite etwas näher beschrieben, weil die beiden andern in den Alpen wohl auf weitere Strecken mehr oder weniger konstant sind.

Der morphologische Begriff Gesteinscharakter umfasst nicht nur alle petrographischen Eigenschaften eines Gesteins, sondern auch alle geologischen und tektonischen Besonderheiten, soweit sie für die Bildung spezieller morphologischer Erscheinungen von Wichtigkeit sind.

Die Fallwinkel:

Diese sollten ebenso wie die Streichrichtungen im Zusammenhang mit tektonischen Fragen besprochen werden; da sie aber im Zentralgranit viel eher Ursache zu morphologischen Besonderheiten sind als wichtige tektonische Faktoren, so wurde auf eine tektonische Interpretation verzichtet.

Der Intrusivkörper des Zentralgranites weist eine schwache asymmetrische Fächerstruktur auf. Der gesamte Granitkomplex zeigt ein steiles Südfallen. Die Differenzen in den Fallwinkeln tektonischer Klüfte sind gering. Für 250 tektonische Klüfte der südlichen Facies beträgt der auf graphischem Wege gefundene mittlere Fallwinkel 78 S.

Aus 200 tektonischen Längsklüften des normalen Granites wurde als mittlerer Fallwinkel gefunden 73 S.

Der Fallwinkel der quer zum Intrusivkörper verlaufenden Klüfte beträgt im Mittel 68 W.

Die Divergenz der Fallwinkel ist also ganz gering und beträgt auf einer Massivbreite von ca. 6 km nur 5°, so dass von einer eigentlichen Fächernatur des Zentralgranites nicht gesprochen werden kann.

Die Lagerung des Granites (primärer Schalenbau):

Die Bildung der Lagerungsklüfte ist eine magmatische Erscheinung. Sie stellen den Verlauf der Isothermen der Abkühlung des Intrusivkörpers dar.

Heute sind im Zentralgranit die Lagerungsklüfte nicht mehr von andern ungefähr horizontal verlaufenden Kluftbildungen zu trennen. Vielleicht würde die Mineralisation dazu ein wesentliches Merkmal liefern (vgl. Königsberger, Lit. 39).

Die Talklüftung:

Wohl ebenfalls thermischen Ursprungs sind die in ihren Streichrichtungen stets der Talrichtung parallel verlaufenden Klüfte. Ihr Fallwinkel ist im Mittel 15—20° kleiner als der Winkel des Talgehänges. Die Erklärung ist nach E. Hugi (Lit. 37 und 38) die folgende: Die Bildung der Talklüfte in Folge thermischer Schwankungen kann zeitlich nicht Schritt halten mit der Erosion des Flusses, sondern folgt dieser hintennach. Daher die Differenz in den Fallwinkeln. Es wäre nach A. Heim auch möglich, dass die Talklüftung mit der Gletscherbedeckung im Zusammenhang steht. So geht sie z. B. am Gerstengletscher, der in den letzten Jahren stark zurückgegangen ist, dem Gehänge seiner früheren Unterlage parallel.

Dass der Temperaturwechsel Anlass zu Kluftbildung parallel der Felsoberfläche geben kann, beweist ein derartiges Vorkommen im Bächlital, an der Südflanke des Älplistockes: Auf einer glacial polierten Fläche hat sich eine 4—5 cm dicke Gesteinsplatte abgelöst auf einer Fläche von nahezu 100 m², ein Spannungsausgleich, wie er bei den Bergschlagsbildungen zur Geltung kommt.

Das Talgehänge:

Bei der Betrachtung des Talgehänges im Oberhasli muss der Unterschied zwischen Längstal und Quertal gemacht werden.

Die Aare folgt der Streichrichtung bis unterhalb der Spitallamm, von da fliesst sie stets im Quertal bis Meiringen.

Der Winkel des Gehänges des Längstales vom Unteraargletscher bis zur Spitallamm beträgt im Mittel für den Nordhang 40—50°, für den Südhang ungefähr 5—10° mehr. Diese relativ sanfte Neigung ist in erster Linie der Talklüftung zuzuschreiben. Da dieselbe wenigstens gegen die Talsohle hin immer eine um 15—20° geringere Neigung aufweist als der Talabhang, rutschen und brechen bei fortschreitender Erosion des Flusses die Granitplatten auf beiden Seiten des Tales ab. Das Resultat ist ein treppenförmiges Talgehänge mit mittlerer Neigung, dessen Stufen gebildet werden durch die Talklüfte einerseits und steiler stehende Klüfte tektonischen Ursprungs andererseits.

Im Längstal erklärt sich so die Verschiedenheit von Süd- und Nordhang. Die Klüfte magmatektonischen und dislokationstektonischen Ursprungs sind nach S geneigt mit einem Fallwinkel von etwas über 70°. Die Talklüftung fällt auf beiden Seiten mit 30—40° gegen das Tal. Deshalb müssen am Südhang die anerodierten Felspartien abstürzen, während sie am Nordhang an Ort und Stelle

bleiben können. Zeugen dieses Unterschiedes der beiden Talhänge sind die ausgedehnten Blockhalden am Fuss des Südhanges, welche meistens am Nordhang fehlen.

So ist z. B. der Hang der Siedelhörner und derjenige des Juchlistockes gegen das obere Aaretal gänzlich verschieden. Der Abhang des Juchlistockes hat einen mittleren Fallwinkel von ungefähr 40°. Dieser Winkel ist beinahe konstant bis zur Grenze der Glacialerosion auf 2650 m. Dort beginnt die Terrasse, auf die sich der eigentliche Grat aufsetzt. Der Abhang wird gebildet durch die mit ca. 30° nach S einfallende Talklüftung und durch die tektonische Schieferung. Die beiden Kluftflächen schliessen gegen das Tal hin einen Winkel von nahezu 140° ein. Die Schnittkanten der beiden Flächen sind während der Glacialzeit abgehobelt worden, so dass der Nordhang heute seine Treppengestalt grösstenteils verloren hat und vielmehr aus einer Ineinanderschachtelung von ungefähr horizontal in der Talrichtung verlaufenden welligen bis zylindrischen Gesteinskomplexen besteht.

Der Südhang des Aarebodens dagegen hat seine Treppengestalt noch weitgehend beibehalten. Die Stufen werden hier gebildet durch die mit ca. 70° nach S einfallende tektonische Schieferung und durch die mit 25—30° nach N einfallende Talklüftung. Der Winkel der beiden Flächen beträgt ungefähr 90°, und die dazwischen liegenden Komplexe sind beträchtlich nach N geneigt (30°), so dass sie abstürzen müssen.

Diese Besonderheiten des Längstals zeigen neben dem Aareboden noch besonders das Bächlital, teilweise auch das Aerlental und das Gelmertal. In diesem letzteren führten diese Verhältnisse gar zu einem beträchtlichen Felssturz am Schaubhorn, dessen Material jetzt vom Wasser des Gelmerstausees überflutet wird. Auch der Felssturz am Aerlenhorn ist denselben Ursachen zuzuschreiben.

Im Quertal ist diese Erscheinung weniger auffallend, weil die magmatischen Querklüfte an Zahl viel seltener sind als die alpinen Schieferungsklüfte. Es scheint aber der doch merkbar steilere Westhang mit dem Westfallen der Querklüfte in engster Beziehung zu stehen.

Der sehr konstante Winkel der alpinen Schieferung, verbunden mit der magmatischen Streckungsklüftung, macht sich besonders in den ungefähr E—W verlaufenden Gräten bemerkbar. Das Gehänge der einzelnen Höhenzüge steigt von S nach N relativ schwach an bis zur Grenze der Glacialerosion. Auf diesem Niveau befindet sich eine schmale Terrasse. Auf diese setzt sich der eigentliche Grat auf

mit einer Neigung, wie sie der Fallwinkel vorschreibt (ca. 75 S). Auf der Nordseite der Höhenzüge fallen die Gräte meist überhängend auf die unten sich anschliessende Blockhalde ab. Die Erosion der Höhenzüge findet im wesentlichen nach N statt.

Dieser Art sind besonders die Gräte zwischen Juchlistock und Brunberg, der Höhhorngrat bis zum grossen Gerstenhorn, der Aelplistockgrat und das Aerlengrätli. Der Grat der Siedelhörner ist in Folge seiner besonderen petrographischen Beschaffenheit weniger typisch ausgebildet (Serizitschieferzone und Resorptionszonen), doch sind auch an ihm die obigen Merkmale festzustellen.

Die Ausbildung der Gräte selber ist vorgeschrieben durch den Verlauf der tektonischen Klüftung. Der Winkel zwischen den Streichrichtungen der alpinen Schieferung und der Klüftung der hercynischen Endphase beträgt in der Umgebung der Grimsel 50°. Die alpinen Schieferungsklüfte herrschen an Zahl stark vor. Die Gräte bestehen aus prismatischen Platten von rhomboidischem Querschnitt, mit einem mittleren Streichen der breiten (alpinen) Seite von 50, der schmalen (hercynischen) Seite von 100, und einem Südfallen von ca. 75.

Die abweichenden tektonischen Verhältnisse im normalen Granit machen sich auch morphologisch sofort bemerkbar. Die Gräte im normalen Zentralgranit sind nicht mehr auf längere Strecken von ungefähr konstanter Höhe, sondern in Folge der Häufigkeit des Kluftsystems 135 werden sie beinahe normal zu ihrem Verlauf von Klüften durchzogen, was zu ähnlichen Verhältnissen führt wie die Aiguillebildung im Mont-Blanc-Massiv.

Solche Verhältnisse zeigt der Grat vom grossen Gerstenhorn über die Gerstenhörner und hintern Gelmerhörner nach dem Thierälplistock, besonders schön aber der Grat der vordern Gelmerhörner. Dieser besteht aus 14 Gipfeln mit ungefähr rechteckigem Querschnitt und äusserst steilen Hängen, Formen, die sich durch nichts von den „Aiguilles“ im Mont-Blanc-Massiv unterscheiden.

Erosion, Verlauf der Flüsse, Talbildung:

Der Verlauf der Erosion ist durch die Klüftung vorgeschrieben. Sie ist naturgemäss parallel der alpinen Schieferung am grössten. Untergeordnete Erosionsrichtungen bilden die Kluftrichtungen der magmatischen Streckung (60—70) und der hercynischen Endphase (85—110) und die Querklüftungen (145—175) resp. (135—165).

Durch die Verschuppung des Granites längs der 50 verlaufenden Mylonit-Zonen infolge der alpinen Tektonik sind die Flussläufe prädestiniert worden. Typische Mylonitbäche sind die zwei kleinen

Wasserläufe vom Nägelisgrätli nach den Grimselseen, der Bach oberhalb Räterichsboden, besonders aber der Gerstenbach und der frühere Gelmerbach. Die Bäche der Sommeregg und die kleinen Wasserläufe unterhalb Handeck folgen ebenfalls den Mylonitzonen. Der Bachlibach folgt im Unterlauf einer alpinen Mylonitzone und biegt etwas unterhalb der „bösen Seite" in das Kluftsystem der hercynischen Endphase um.

Daneben geben die Mylonitzonen häufig Anlass zu Couloirbildungen, so besonders am Aelplistock und am grossen Gerstenhorn.

Auffallend ist die Modellierung der Mylonitzonen, welche gegen einen Gletscher hin offen sind durch die Glacialerosion. Diese hat den viel weniger widerstandsfähigen Mylonit weggeführt und die dazwischen liegenden Granitpakete abgeschliffen. Dadurch entstehen parallel verlaufende Rücken von 50 bis 100 m Breite, welche durch alpin verlaufende Rinnen getrennt werden, in denen sich das Erosionsmaterial ansammelt. Solche Formen finden sich besonders an den Südabdachungen des Nägelisgrätli, des Juchlistockes und des Aelplistocks. An Nordhängen konnten sie sich nicht bilden.

Die Wirkungen der voralpinen tektonischen Phasen zeigen sich besonders im Verlauf der Täler und Flüsse (vgl. E. Huber, Lit. 30).

Das Tal des Oberaargletschers verläuft alpin, während der Unteraargletscher der Richtung der hercynischen Endphase folgt.

Die Aare floss früher vom Unteraargletscher bis zu den Bielen parallel dem alpinen Streichen, von den Bielen bis nach der Spitallamm folgte sie der hercynischen tektonischen Richtung, durch die Spitallamm hat sie sich parallel der alpinen Schieferung eine Schlucht eingerodiert und biegt dann im Sommerloch beinahe rechtwinklig um ins Quertal. Der Winkel des Quertales zum Verlauf in der Spitallamm beträgt etwas über 100°. (Die Querklüftung steht normal auf dem Langsystem der Intrusion, welches mit der alpinen Schieferung einen Winkel von ca. 20° einschliesst.)

Die morphologischen Verhältnisse der Glacialerosion sind in der Geologie der Schweiz von Arn. Heim (Lit. 31) eingehend beschrieben.

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Das Untersuchungsgebiet beschränkt sich auf den zentralen Aaregranit. Dieser gliedert sich petrographisch-geologisch in drei Komplexe: Mittagfluhgranit, Zentralgranit s. s., Augengneise.

Die Differentiate umfassen Aplitgranitporphyre, gabbroide Gesteine, Lamprophyre, Aplite bis Pegmatitquarzite. Diese bevorzugen bei ihrem Auftreten hauptsächlich die Augengneisfacies.

Petrographisch-chemisch scheint der ganze Granitkomplex trotz seiner Einheitlichkeit in vier Komplexe zu zerfallen. Die Eigentümlichkeiten der Augengneise sind eine Folge von Differentiation. Die Resorption von vorgranitischen Gesteinen hat den Chemismus des Magmas nicht merkbar und nur lokal verändert. Das resorbierte Material war ein eisenreicher Sandstein oder noch wahrscheinlicher ein peridotitisches Eruptivgestein (rel. hohe mg-Zahl).

In der yosemititisch-engadinitischen Zone Gelmer-Handeck scheinen Mischgesteine lokal aufzutreten.

Die nördliche und südliche Kontaktgrenze des Zentralgranites schliessen miteinander einen Winkel von ca. 15° ein. Der Verlauf der magmatektonischen Elemente trägt dieser Verschiedenheit im N und S Rechnung. Ihre Streichrichtungen betragen im S 70, im N 60—65, die entsprechenden Kontraktionsrichtungen 160 und 145. Die magmatische Längsrichtung bildet die Injektionsbahn der Aplitgranitporphyre und der gabbroiden Gesteine und geht der Streichrichtung der Resorptionszüge, der Schlierung und der primären Paralleltextur des Granites parallel.

Das alpine Hauptscherflächensystem schwankt zwischen 35 und 65. Wirkungen auf voralpine tektonische Elemente sind nur im normalen Granit statistisch zu erfassen.

Eine nachgranitische, aber voralpine tektonische Phase schuf ein Kluftsystem zwischen 85 und 115. Dieses diente den jüngeren magmatischen Spaltungsprodukten als Injektionsbahn (System der hercynischen Endphase).

Die Metamorphosen der Gemengteile des Zentralgranites gliedern sich in alpine und voralpine. Die alpine Veränderung ist fast ausschliesslich mechanisch. Die Richtung der Gleitgeraden der alpintektonischen Bewegungen lassen sich an Hand von statistischen Lagemessungen an Quarz festlegen. Dabei dokumentiert sich untergeordnet eine andere Gleitgerade. Diese schliesst mit der alpinen Gleitgeraden einen Winkel von ca. 60° ein, entsprechend dem Winkel des alpinen Scherflächensystems mit dem System der hercynischen Endphase.

Die Füllungen des Systems der hercynischen Endphase zeigen an der alpinen Hauptscherfläche Verwerfungen.

Die Gemengteile der Quarzite sind nachkristallin bis vorkristallin deformiert und geregelt. Die Bildung der Quarzitgänge ist voralpin.

Die morphologischen Besonderheiten des Untersuchungsgebietes stehen mit den tektonischen Verhältnissen in Zusammenhang.

Der heutige Zustand des Aarmassivs ist ein Produkt von mindestens drei tektonischen Phasen, von denen die beiden ersten vielleicht nur deutlich unterscheidbare Glieder desselben Zyklus darstellen (hercynisches Orogen).

Nach J. Königsberger erfolgte die Intrusion des Zentralgranites im Anschluss an die zweite hercynische Faltung, nach N. Oulianoff im Anschluss an die erste.

Durch die Faltenrichtung der vorgranitischen Gesteine ist die Intrusionsrichtung des Granites beeinflusst, vielleicht sogar vorgeschrieben worden.

Die Intrusion gliedert sich in zwei Phasen, in die Intrusion der Augengneise und in die des normalen Granites. Nach A. Baltzer und M. Huber ist von dieser letztern noch die Intrusion des Mittagfluhgranites abzutrennen.

Mit der hercynischen Endphase steht im Zusammenhang die Differentiation der magmatischen Restlösung. Es lässt sich nicht entscheiden, ob die hercynische Endphase identisch ist mit der zweiten hercynischen Faltung.

Die Alpenfaltung hat das Aarmassiv verschuppt und verschiefert; dabei war die magmatische Tätigkeit völlig erloschen.

Die Umklappung des zentralgranitischen Intrusivkörpers als Ganzes durch die Alpenfaltung beträgt nicht mehr als 20°.

Die alpinen Bewegungen äussern sich im Zentralgranit in erster Linie in einer Longitudinalverschiebung längs der alpinen Schieferung (Richtung der Gleitgeraden in den deformierten Gefügen, und für die Verschuppung widersinnige Gangverwerfungen).

Die Longitudinalverschiebung beträgt an Hand der Gangverwerfungen bis zu 45 % der jeweiligen Länge.

Wie gross die Vertikalkomponente (Verschuppung) ist, lässt sich hier nicht entscheiden.

Die Ursache der Longitudinalverschiebung mag in dem Verhalten der Ravilaxialdepression der kristallinen Massive liegen.

Das Aarmassiv erreicht eine maximale Höhe von 4275 m. Sein Axialgefälle nach W beträgt in der Umgebung der Grimsel ca. 20°. Das Mont-Blanc-Massiv hat eine höchste Erhebung von 4810 m mit beträchtlichem östlichem Axialgefälle.

Dadurch ist für die Überschiebung der helvetischen Decken und für das Vordringen des penninischen Deckenkomplexes eine natürliche Lücke geschaffen, in welche dieser tektonische Keil hineingepresst wurde, und die südlichen Partien des Aarmassivs dabei

gleichsam differential nach Osten zur Seite schob (vgl. tektonische Karten von ARGAND und R. STAUB).

LITERATURVERZEICHNIS

1. AMBÜHL, E., Petrographisch-geologische Untersuchungen im zentralen Gotthardmassiv. S. M. P. M., Bd. **IX**, 265.
2. BALK, R., Zur Tektonik der Massive von Baveno und Orta. Geol. Rdsch., Bd. **XV**, 1924.
3. BALTZER, A., Das Aarmassiv. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, **24**. Lieferung, 1888.
4. — Die intrusive Granitzone des westl. Aarmassivs. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. **XVI**, 1903.
5. BECKE, F., Struktur und Klüftung. Ftschr. d. Min. usw., Bd. **9**, 185.
6. BERECK, M., Mikroskopische Mineralbest. mit den Universaldrehtischmethoden. Berlin, Borntr., 1924.
7. BORN, A., Beiträge zum Mechanismus der Gebirgsbildung. N. Jahrb. f. Min., Beil., Bd. **LII**, Abt. B, 123.
8. BUBNOFF, S. v., Der Werdegang einer Eruptivmasse. Ftschr. d. Geol. u. Pal., Bd. **VII**, 1.
9. BUCHER, The mecanical interpretation of joints. Journ. of Geol. Chicago, Bd. **28**, 1920.
10. CLOOS, H., Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. Berlin, Borntr., 1927.
11. — Tektonik und Magma. I. und II. Abh. d. preuss. geol. Bundesanstalt, N. F., Heft **89** und **96**.
12. — Untersuchungen über Gebirgsbildung. Forschungen und Ftschr. Berlin **1929**.
13. — Zur Frage des Deckenbaues in Schlesien und im Fichtelgebirge. Geol. Rdsch., Bd. **XVIII**.
14. — Zur Kritik der Granittektonik. Centralbl. f. Min. **1926**, 481.
15. — Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Abh. d. preuss. geol. L.-Anst., N. F. **81**.
16. — Der Mechanismus tiefvulkaner Vorgänge. Vieweg, Heft **57**, 1921.
17. — Zur Tektonik alpiner Granitplutone. Geol. Rdsch. **XVIII**, 396.
18. — Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen. Geol. Rdsch. **XX**, 1929, 66.
19. — Künstliche Gebirge. Natur und Museum, Heft **5**, 226; **6**, 258.
20. — Zur Terminologie der Plutone. Helsinfors 1928.
21. CORBIN et OULIANOFF, Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont-Blanc. Bull. d. l. soc. vaudoise d. sc. nat., Vol. **56**, 1926, Nr. 217.
22. — Deux systèmes de filons dans le massif du Mont-Blanc. Extr. d. C. R. S. d. l. soc. géol. d. France, No. **14**, 1925.
23. — Sur les éléments des deux tectoniques, hercynienne et alpine, observables dans la protogine du Mont-Blanc. C. R. S. A. S. **1926**, 935.
24. — Relations entre le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. C. R. S. A. S. **1924**, 1296.
25. — La chaîne des Aiguilles-Rouges dans le mouvement orogénique alpin. C. R. S. A. S. **1926**, 530.

26. Drescher und Storz, Ergebnisse petrographisch-tektonischer Studien im Bergellermassiv. N. Jahrb. f. Min., Beil., Bd. **LIV**.
27. Fehr, W., Petrographisch-geologische Untersuchungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Jahrb. d. phil. Fak. d. Univ. Bern **1923**, 151.
28. — Geol. Karte der Urserenzone. 3: 100 000.
29. Fischer, G., Granittektonik und Gefügeregelung. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. **LIV**, Abt. B, 1926, 95.
30. Gutenberg, B., Lehrbuch der Geophysik. Berlin, Borntr., 1926.
31. Heim, Alb., Geologie der Schweiz, Bd. II.
32. Hirschi, H., Radioaktivität einiger Schweizergesteine. Vierteljschr. d. nat. Ges. Zürich **LXV**, 1920, 211 und 545.
33. — Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs, I. S. M. P. M., Bd. **IV**, 64; II, S. M. P. M., Bd. **V**, 173; III, S. M. P. M., Bd. **VII**, 98.
34. Huber, M., Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasle. Diss. Bern 1921.
35. Hugi, E., Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusionen. Ecl. geol. helv., Vol. **XV**, 1920.
36. — Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. Ecl. geol. helv., Vol. **XVI**.
37. — Über einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse im Wasserstollen des Kraftwerkes Amsteg. S. M. P. M., Bd. **III**, 1923, 263.
38. — Die petrographisch-geologischen Verhältnisse des Baugebietes der Kraftwerke Oberhasli. Mitt. d. Natf. Ges. Bern aus dem Jahre 1928, **1929**, 257.
39. Königsberger, J., Über alpine Minerallagerstätten, Mineralklüfte und Differentiationen ihrer Paragenese. S. M. P. M., Bd. **V**, 1925, 67.
40. — Folgerungen aus Beobachtungen im Aare-Gotthard- und Tessinermassiv. Ecl. geol. helv., Vol. **X**, 1908.
41. Korn, Doris, Tektonische und gefügeanalytische Studien im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd., Abt. B, **LXII**, 1929, 171.
42. Leith, C. K., Structural Geologie.
43. Mark, Über die Methode und Ergebnisse der experimentellen Erforschung von Wachstums- und Deformationsstrukturen. Ztschr. f. Krist., Bd. **61**, 75.
44. Niggli, P., Der Chemismus der zentralen Aaregranite. S. M. P. M., Bd. **IV**, 1924, 337.
45. Niggli, P., de Quervain, F., Winterhalter, R. U., Chemismus schweizerischer Gesteine. Btr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, **XIV**. Lfg.
46. Oulianoff, N., Sur l'âge de la mylonite (granite écrasé) dans le massif des Aiguilles-Rouges. Bull. d. l. soc. vaud. d. sc. nat. **56**.
47. Pflugshaupt, P., Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. S. M. P. M., Bd. **VII**, 1927, 321.
48. Polanyi, M., Deformation von Einkristallen. Ztschr. f. Krist., Bd. **61**, 49.
49. Ray, S. K., Beitrag zur Petrographie des südlichen Schwarzwaldes. S. M. P. M., Bd. **VI**, 1926, 306.
50. Reich, H., Über die elastischen Eigenschaften von Gesteinen und damit zusammenhängende geologische Fragen. Beitr. z. Geophysik, Bd. **17**, 1927.

51. Rinne, Fr., Petrographisch-geologische Anschauungen über den Mobilitätsgrad und die Dislokationen der Materialien des Erdbaus. Forsch. u. Ftschr. **1928**.
52. — Bemerkungen über künstliche Bruchsysteme und ihre geol. Analogien. Centralbl. f. Min., Abt. B, **1928**.
53. Rüger, L., Bemerkungen über die Darstellung tektonischer Elemente. Sitz.-ber. d. Heidelb. Ak. d. W. **1928**.
54. Sander, B., Zur petrographisch-tektonischen Analyse I, II, III. Jahrb. d. geol. B.-Anstalt, Bd. 74—76, 183, 181, 323, **1923—26**.
55. — Zur tektonischen Analyse von Schmelztektoniten. Sitzber. d. Heidelb. Ak. d. W., Math.-nat. Kl., **1929**.
56. — Gefügekunde der Gesteine. J. Springer, Wien 1930.
57. Sander, B., und Sachs, G., Zur röntgenoptischen Gefügeanalyse von Gesteinen. Ztschr. f. Krist., Bd. **75**, 550.
58. Schwinner, R., Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik. Centralbl. f. Min., Abt. B, **1925**.
59. Schmidt, W., Mechanische Probleme der Gebirgsbildung. Mitt. d. geol. Ges. Wien. **1915**, 62.
60. — Bewegungsspuren in Porphyroblasten kristalliner Schiefer. Sitzber. d. K. Ak. d. W. in Wien, Bd. **127**.
61. — Gefügestatistik. Tschermaks Mitt., Bd. **38**, 392.
62. Schubnikow, A., Über Schlagfiguren am Quarz. Ztschr. f. Krist., Bd. **74**, 1930, 103.
63. Schuck, F., Tektonisch-petrographische Studien am Mittweidaer Granitkörper. Abh. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Ak. d. W., Bd. **XXXIX**, Nr. VII.
64. Steiler, C., Beitrag zum Kapitel Klüfte. Centralbl. f. Min., Abt. B, **1922**.
65. Stiny, J., Gesteinsklüftung und alpine Aufnahmegeologie. Jahrb. d. geol. Bundesanst., Bd. **LXXV**, 1925.
66. — Gesteinsklüftung im Teigitschgebiet. Tschermaks Mitt., Bd. **38**, 464.
67. Völker, Ilse, Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckengebirgsklüfte im Odenwald. Jahrb. d. oberrh. geol. Vereins, N. F., Bd. **17**, 1928.
68. Waagen, L., Zur Mechanik der Brüche und Verwerfungen. Ztschr. f. prakt. Geologie **1927**.
69. Wegmann, C. E., Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. C. R. d. l. soc. géol. de Finlande, No. 2, **1929**.
70. Winterhalter, R., Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. S. M. P. M., Bd. **X**, 1930, 38.

Eingegangen: 21. Juli 1932.